GORTANIA

42 UDINE 2020

Geologia
Paleontologia
Paletnologia

EDIZIONI DEL MUSEO FRIULANO DI STORIA NATURALE

COMUNE DI UDINE

GORTANIA
Geologia, Paleontologia, Paletnologia 42 (2020) 5-24 Udine, 28.XII.2020 ISSN: 2038-0410

Carlo Corradini
Monica Pondrelli
Luca Simonetto
Maria G. Corriga

GEOLOGY OF MOUNT ZERMULA MASSIF (CARNIC ALPS, NE ITALY)

GEOLOGIA DEL MASSICCIO DEL MONTE ZERMULA (ALPI CARNICHE, ITALIA NORD-ORIENTALE)

Abstract - In Mt Zermula area rocks of Ordovician to Carboniferous age belonging to the Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps crop out. The whole area was overturned during the Variscan orogeny and the higher parts of Mt Zermula represent Devonian shallow water rocks thrusted on top of an Upper Ordovician to Lower Carboniferous succession showing mostly basin to slope depositional environments. This distal sequence is well exposed in the southern flank of Mt Zermula and in the eastern and western sides of the study area. The lithostratigraphic units and their relationships are described. A geological map of the southern part of Mt Zermula is provided, as well as a stratigraphic scheme.
Key words: Pre-Variscan sequence, Palaeozoic, Lithostratigraphy, Geological map, Carnic Alps

Riassunto breve - *Nell'area del M. Zermula affiorano rocce di età compresa tra l'Ordoviciano e il Carbonifero, appartenenti alla sequenza Pre-Varisica delle Alpi Carniche. L'intera area è stata ribaltata e deformata tettonicamente durante l'Orogenesi Varisica: le cime del M. Zermula, costituite da rocce devoniane di mare basso, sono sovrascorse su una sequenza di mare aperto datata all'Ordoviciano-Carbonifero. Questa sequenza distale è ben esposta nel versante meridionale del M. Zermula e alle estremità occidentale e orientale dell'area studiata. In questo lavoro vengono descritte le unità litostratigrafiche affioranti e le loro relazioni. Lo studio è corredato da una carta geologica comprendente anche lo schema stratigrafico.*
Parole chiave: *Sequenza Pre-Varisica, Paleozoico, Litostratigrafia, Carta Geologica, Alpi Carniche*

Introduction

Mount Zermula massif is a prominent mountain ridge located in the Italian side of the central Carnic Alps (Figs 1 and 2) extending for about 5 km from NW to SE, more or less parallel to state border. The succession in the area ranges from Upper Ordovician to Carboniferous and belongs to the Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps. Mount Zermula represents one of the four "Devonian reefs" of the Carnic Alps, but the study area can be roughly subdivided into two parts separated by an important regional overthrust: the northern part, representing the main peaks, is characterized by shallow water Devonian rocks; the southern part exposes a more distal sequence from Upper Ordovician to Carboniferous age.

The area is included in a few geological maps (e.g., Gortani 1920; Gortani & Desio 1927; Selli 1963b; Venturini 1990; Venturini et al. 2002) but never in great detail and often the lithostratigraphic units are grouped according to their age and/or facies. In this paper the geology of the southern side of the Mt Zermula area is described according to the present lithostratigraphic scheme of the Pre-Variscan sequence (Corradini & Suttner 2015) and a geological map at 1:15.000 scale is included. Geological maps of two

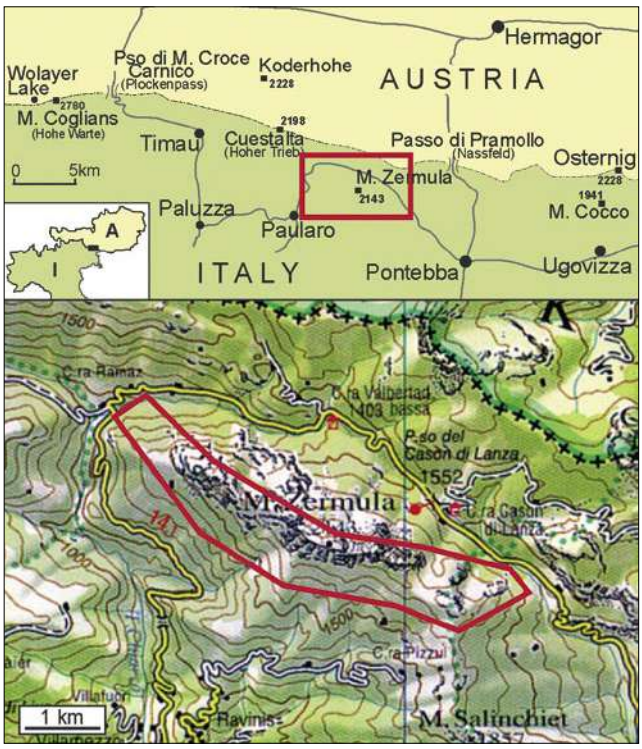


Fig. 1 - Location map of the studied area. Highlighted area roughly represents the region mapped in the geological map (Fig. 4).
- *Ubicazione dell'area studiata. La carta geologica (Fig. 4) si riferisce alla zona evidenziata.*

extremities of the studied area were recently provided by Pondrelli et al. (2015a) and Corradini et al. (2016): aim of this work is to fill the gap between these areas focusing on the southern part of Mt Zermula in order to constrain the lateral continuity of the units, both in terms of lithological content and stratigraphic distribution, and the tectonic framework of the area. It should be pointed out that the northern flank of the area is constituted by undifferentiated Devonian shallow water rocks, beside Quaternary covers.

Previous studies

The oldest geological studies on Mt Zermula area date back to the second half of XIX century. For long time the main goal of scientists was the reconstruction of the stratigraphic sequence of the Carnic Alps, and the age of the calcareous cliffs was estimated on the basis of the lithological similitude with the other mountains of the area and the fossil remains collected from the underlying units. In this respect, the calcareous cliffs of Mt Zermula were considered either Carboniferous (e.g., Stur 1856; Pirona 1861; Taramelli 1878, 1881, 1882; Pantanelli 1882), or Triassic (Frech 1894). Finally, Taramelli (1895) recognized the Devonian age of Mt Zermula on the basis of the stratigraphy of the area.

At the beginning of the XX century the Palaeozoic sequence in the Mt Zermula area was widely investigated by Michele Gortani and Paolo Vinassa de Regny, who considered the area as part of the "central core of the Carnic Alps", and published dozens of papers on various geological and palaeontological topics. Among them, they described the stratigraphic sequence of the area (Vinassa de Regny & Gortani 1905, 1908; Gortani 1913, 1915, 1920), discriminating for the first time the Silurian pelites from the Carboniferous sediments and published a geological map of the area (Vinassa de Regny & Gortani 1905). Futhermore, Vinassa de Regny (1910) described several Ordovician fossil groups.

After a break of several years, the area was investigated in the sixties as part of mapping projects (Selli 1963a), especially focusing on the Permo-Carboniferous sequence (Selli 1963b). In the same time biostratigraphic researches on conodonts were carried on various time intervals, from early Ordovician to Early Carboniferous (Serpagli & Greco 1965; Manzoni 1965, 1966; Ferrari & Vai 1966; Serpagli 1967). Devonian corals were studied by Ferrari (1968).

More recently researches were focused on the eastern and western extremities of Mt Zermula massif: the areas of Mt Pizzul/Zuc di Malaseit and La Valute, respectively. The stratigraphic sequence of the two areas were described and mapped by Carta (2011), Pondrelli et al. (2015a) and Corradini et al. (2016); conodont stratigraphy of several Silurian and Devonian sections was published by Corriga et al. (2011), Mossoni et al. (2012), Suttner et al. (2017a, 2017b) and Corradini et al. (2016, 2017); fossils from different groups and ages were described: orthoconic cephalopods (Gnoli & Histon 1997), loboliths (Corradini et al. 2005), corals (Kido et al. 2011a, 2011b; Corradini et al. 2019) and graptolites (Piras et al. 2012).

Finally, geochemical and geophysical studies across the Kacak Event (an important oceanic-extinction event connected with sharp eustatic fluctuations across the Eifelian-Givetian boundary) were carried on by Kido et al. (2012) and Suttner et al. (2017a) on the Zuc di Malaseit Basso section.

Structural frame

The study area is part of a larger sector of the Carnic Alps that was overturned during the Variscan orogeny. The thrusts and folds present in this area show a

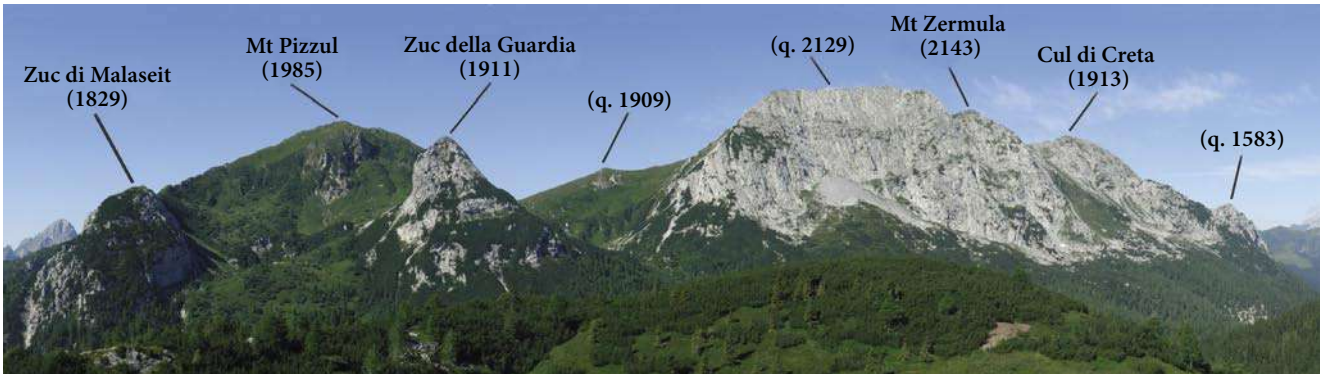


Fig. 2 - Panoramic view of the northern side of Mt Zermula massif. The white cliffs in front are constituted by Devonian shallow water rocks; the darker sediments in the back represent the more distal Ordovician to Carboniferous sequence.
- *Veduta panoramica del versante nord del massiccio di M. Zermula. Le pareti chiare in primo piano sono costituite da calcari devoniani di acqua bassa; i sedimenti scuri in secondo piano sono la successione più distale di età compresa tra l'Ordoviciano e il Carbonifero.*

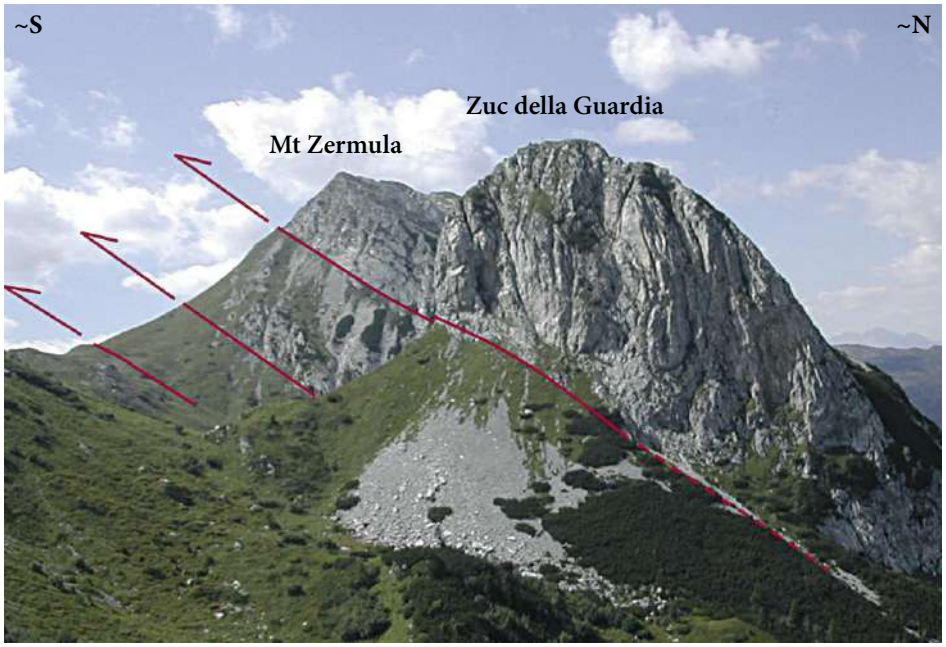


Fig. 3 - North dipping Alpine thrust of Tortonian-Serravallian age. The Eifelian?-Frasnian whitish shallow water rocks overthrust the Upper Ordovician-Carboniferous distal sequence. The whole sequence is overturned.
- *Il sovrascorrimento alpino, di età Tortoniana-Serravalliana, immergente a Nord. Le rocce chiare di mare basso del Devoniano sovrascorrono sopra a una sequenza di età compresa tra l'Ordoviciano e il Carbonifero. L'intera successione è rovesciata.*

constant top to the south vergence (Venturini 1990). The higher parts of Mt Zermula represent Devonian platform rocks thrusted on top of an Upper Ordovician to lower Carboniferous succession showing mostly basin to slope depositional environments (Fig. 3). This thrust is associated to fold propagation folding from the centimetric to the decametric scale, consistent with the top to the south deformation.

The original NW-SE trending structures were later reactivated during Alpine times as compressive structures during the Tortonian-Serravallian phase and as dextral strike slip during the Plio-Pleistocene phase (Venturini 1990).

Lithostratigraphy

The succession is carbonate dominated, except for most of the Upper Ordovician and the lower Carboniferous. Deposition was quite uniform along the area with the exception of the Eifelian-Frasnian where the basin differentiated in a proximal shallow water part passing distally to slope and then to pelagic deposits. The thirteen formations discriminated are here briefly described in stratigraphic order, starting from the oldest. Their stratigraphic relations are sketched in the stratigraphic scheme associated to the geological map (Fig. 4).

Valbertad Formation (Katian)

The Valbertad Formation (Schönlaub & Simonetto 2015) crops out in a narrow belt along the footwall of major thrusts, both in the eastern and western sectors of the studied area. It consists of greyish, brownish and greenish siltstones to arenaceous shales, and rare fine-grained graywackes and sandstones (Fig. 5a). In the upper part (roughly the last 3 m) of the unit, the pelites are increasingly interbedded with thin to very thin nodules of medium light grey mudstone and wackestone. Nodules become more abundant, thicker and with more lateral continuity going upward emphasizing a gradual transition to the following Uqua Formation.

Fossils are abundant in some levels, and are mainly represented by brachiopods, bryozoans, trilobites and rare cystoids and gastropods (Fig. 6).

In the Mt Zermula area the unit maximum thickness is about 7 m in the eastern flank of the Zuc di Malaseit, but the lowermost limit (here like everywhere in the Carnic Alps) is always tectonic. In other areas of the Carnic Alps the Valbertad Formation is up to 130 m thick (Schönlaub & Simonetto 2015).

Uqua Formation (Katian-Hirnantian?)

The Uqua Formation (Schönlaub & Ferretti 2015a) crops out at the top of Mt Pizzul (Fig. 5b), west of the Forca di Lanza and in the La Valute area. It consists of thin to very thin beds of medium light grey nodular mudstone and wackestone with very thin beds of light olive fine-grained graywacke interlayered. Conodonts are the only abundant fossils, which allowed to assign the unit to the *ordovicicus* Zone (Manzoni 1965; Serpagli 1967).

The transition to the following Plöcken Formation is marked by a distinct change in colour between light olive grey and medium dark grey shales. However, the shales are very poorly exposed in the study area, so the nature of the contact is not clear.

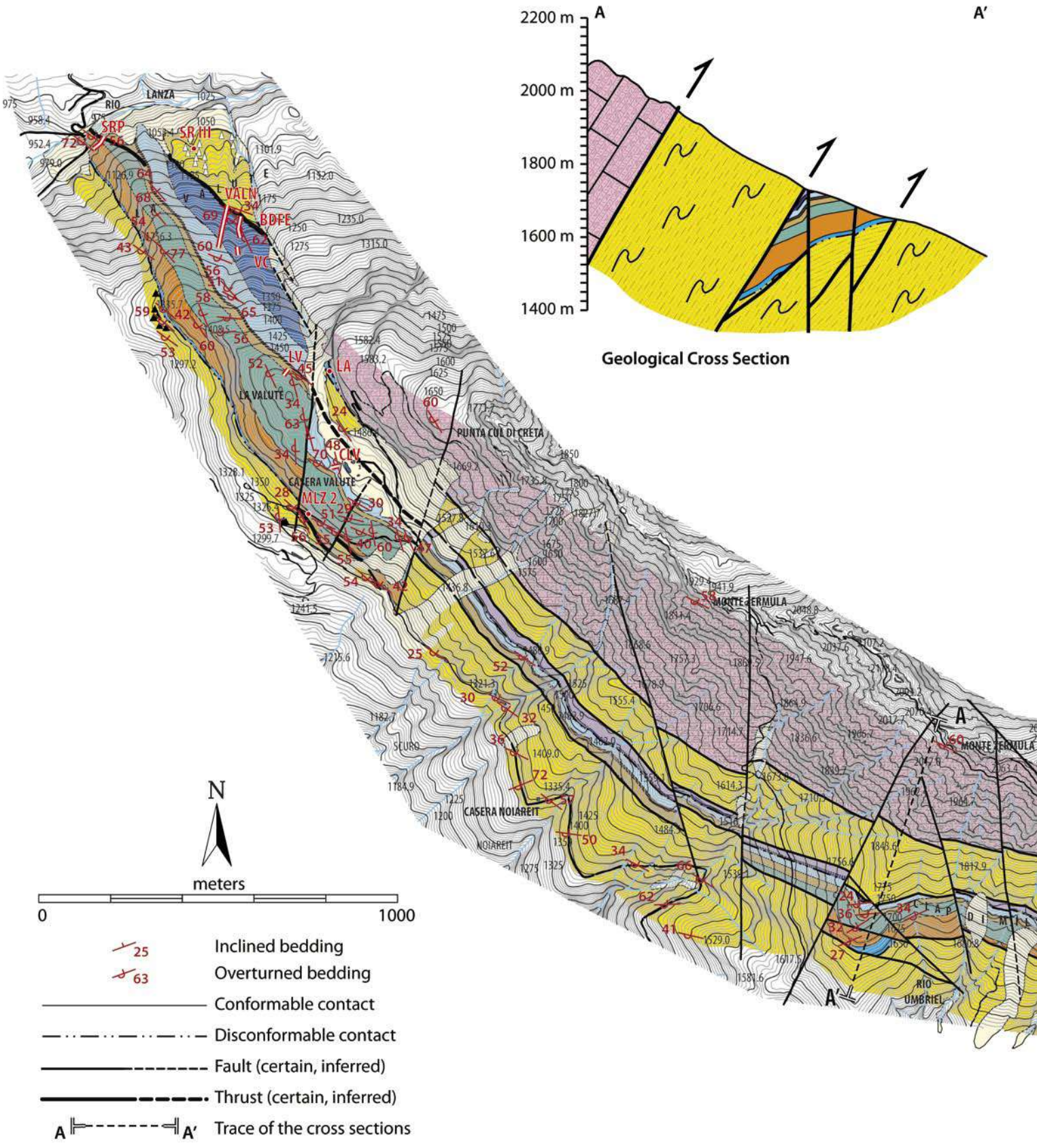
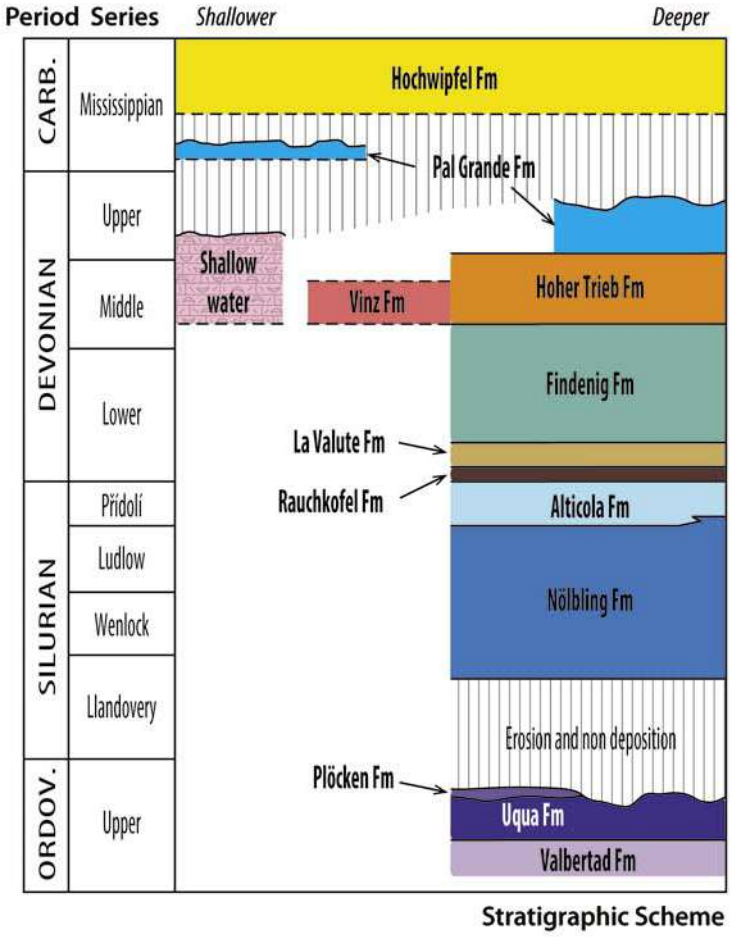


Fig. 4 - Geological map of the southern flank of Mt Zermula massif and stratigraphic scheme.
- *Carta geologica del versante meridionale del massiccio di M. Zermula e schema stratigrafico.*


Period Series
Shallower
Deeper
CARB.
Mississippian
DEVONIAN
Upper
Middle
Lower
SILURIAN
Přídolí
Ludlow
Wenlock
Llandovery
ORDOV.
Upper
Hochwipfel Fm
Pal Grande Fm
Shallow water
Vinz Fm
Hoher Trieb Fm
Findenig Fm
La Valute Fm
Rauchkofel Fm
Alticola Fm
Nölbling Fm
Erosion and non deposition
Plöcken Fm
Uqua Fm
Valbertad Fm
Stratigraphic Scheme

Legend
Quaternary (undifferentiated)
Hochwipfel Fm
Visean-Bashkirian
Pal Grande Fm
Frasnian-Tournaisian
Shallow water (undifferentiated)
Eifelian?-Frasnian
Hoher Trieb Fm
Eifelian-Frasnian
Vinz Fm
Eifelian
Findenig Fm
Lochkovian-Eifelian
La Valute Fm
Lochkovian
Rauchkofel Fm
Lochkovian
Alticola Fm
Přídolí
Nölbling Fm
Telychian?-Přídolí
Plöcken Fm
Hirnantian
Uqua Fm
Katian
Valbertad Fm
Katian

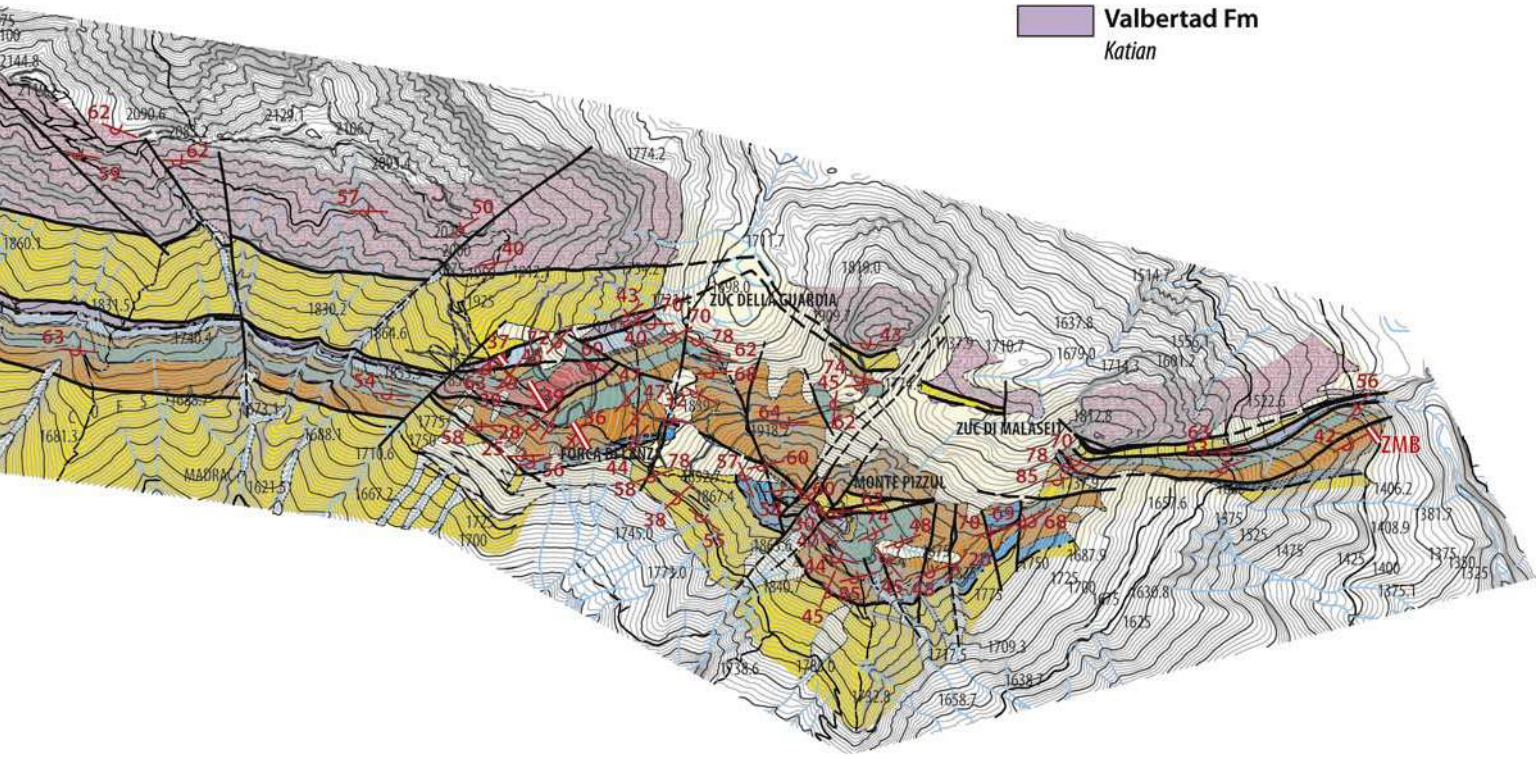

ZUC DELLA GUARDIA
ZUC DI MALASEIT
MONTE PIZZUL
ZMB

Fig. 5 - a) The classical fossiliferous outcrop of the Valbertad Fm. at the top of Mt Pizzul. b) The nodular limestone of the Uqua Fm. near Mt Pizzul summit. c) Calcareous sandstones of the Plöcken Fm. west of Forca di Lanza. d) The Alticola Fm. at Cadin di Lanza (CAD II locality). e) The Nölbling Fm. in the lower part of the La Valute Nord (VALN) section.
- *a) L'affioramento fossilifero della Fm. di Valbertad in vetta al M. Pizzul. b) I calcari nodulari della Fm. di Uqua nei pressi della vetta del M. Pizzul. c) Arenarie calcaree della Fm. del Plöcken a ovest di Forca di Lanza. d) La Fm. ad Alticola nel Cadin di Lanza (località CAD II). e) La Fm. di Nölbling nella parte bassa della sezione La Valute Nord (VALN).*

The maximum thickness of the Uqua Formation is about 3.5 m west of the Forca di Lanza.

Plöcken Formation (Hirnantian)

In the study area the Plöcken Formation (Schönlaub & Ferretti 2015b) is documented only in a small outcrop west of the Forca di Lanza, where is 5.5. m thick, and, possibly, in the eastern flank of Zuc di Malaseit where a loose block was found in the detritus.

The unit consists mainly of calcareous sandstone (Fig. 5c). The calcareous sandstones are moderately sorted and medium- to fine-grained at the base passing upward to medium-, coarse and then very coarse-grained in

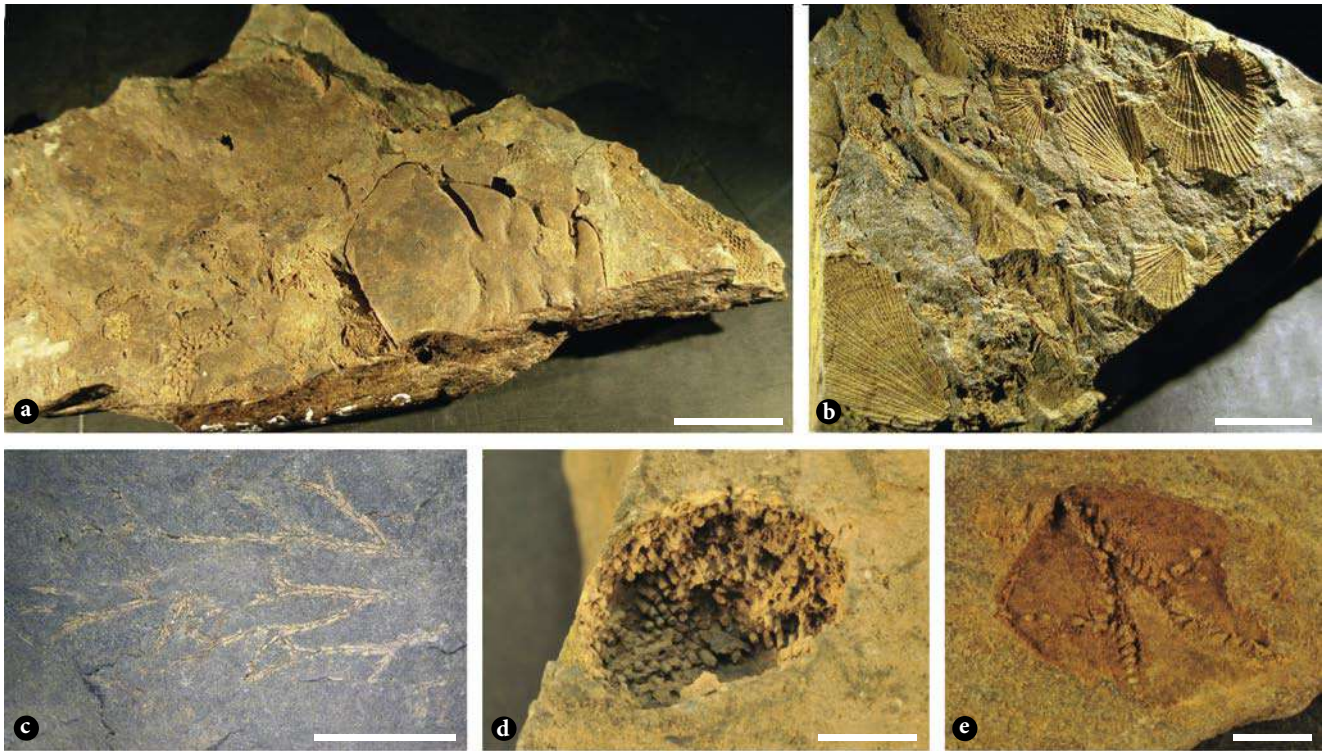


Fig. 6 - Selected Ordovician fossils from Mt Zermula area. a) Slab with a fragment of a large trilobite cephalon and bryozoans remains MFSNgp 33345; west of Forca di Lanza, Valbertad Fm.; scale bar = 10 mm. b) Slab with several remains of brachipods (*Longvillia mediterranea* Havlíček, 1981 and *Dolerorthis intermedia* (Meneghini, 1857)) and bryozoans MFSNgp 26844; top of Mt Pizzul, Valbertad Fm.; scale bar = 10 mm. c) Dendroid bryozoan colony MFSNgp 35050; top of Mt Pizzul, Valbertad Fm.; scale bar = 10 mm. d) Bryozoan colony MFSNgp 28859; 30 cm below the base of the BDFE section, Valbertad Fm.; scale bar = 2 mm. e) Isolated plate of cystoid MFSNgp 28865; 30 cm below the base of the BDFE section, Valbertad Fm.; scale bar = 2 mm.

- *Fossili ordoviciani dall'area del Monte Zermula. a) Blocchetto con un frammento di un cephalon di trilobite di grandi dimensioni e resti di briozoi, MFSNgp 33345; ovest di Forca di Lanza, Fm. di Valbertad; scala = 10 mm. b) Campione con numerosi resti di brachiopodi (*Longvillia mediterranea *Havlíček, 1981 e* Dolerorthis intermedia *(Meneghini, 1857) e briozoi, MFSNgp 26844; vetta del M. Pizzul, Fm. di Valbertad; scala = 10 mm. c) Colonia dendroide di briozoi MFSNgp 35050; vetta del M. Pizzul, Fm. di Valbertad; scala = 10 mm. d) Colonia di briozoi MFSNgp 28859; 30 cm sotto la base della sezione BDFE, Fm. di Valbertad; scala = 2 mm. e) Placchetta isolata di cistoide MFSNgp 28865; 30 cm sotto la base della sezione BDFE, Fm. di Valbertad; scala = 2 mm.*

correspondence of the topmost bed, thus defining a coarsening upward succession (Pondrelli et al. 2015b). In the lowermost part of the unit hummocky cross-stratification appears to be present; in the upper part of the succession, both high-angle and low-angle cross-stratifications are present, with only low-angle cross-stratification in the uppermost layer. Disarticulated fossil debris (mainly brachiopods) is very common.

Nölbling Formation (Telychian?- Přídolí)

The Nölbling Formation (Schönlaub et al. 2015a) is widely exposed in the western sector of the study area, whereas elsewhere only a small outcrop in the eastern flank of Zuc di Malaseit is documented. The Nölbling Formation lies on top of the Uqua Formation with a disconformable contact and consists of dominantly dark organic-rich shales, with interbedded black cephalopod-bearing limestone lenses and layers (Fig. 5e).

At La Valute, the western part of the studied area, the total thickness of the unit is more than 50 m. Nautiloids, ostracods, conodonts and rare trilobites and bivalves (Fig. 7) were documented in the limestones (Corradini et al. 2016), whereas graptolites have been collected from the shales (Piras et al. 2012).

Combining data from graptolites and conodonts, the age of this unit in La Valute area was constrained to the Silurian (Telychian?-Přídolí; Corradini et al. 2016).

Alticola Formation (Přídolí)

The Alticola Formation (Ferretti et al. 2015) is exposed in a narrow discontinuous strip in the whole studied area. It is mainly represented by thin- to rarely medium-bedded grey to pink and light brown cephalopod-bearing mudstone to wackestone (Fig. 4d). Beside cephalopods (Gnoli & Histon 1998), the only abundant fossils documented in the study area are

a
b
c
d
e
a
b
f
g
i
h
j
k

conodonts (Serpagli & Greco 1965; Manzoni 1965; Carta 2011; Corradini et al. 2016), but rare bivalves, brachiopods, echinoderms and trilobites have been observed (Fig. 7).

In the eastern and western part of the studied area the Alticola Formation rests on top of the Nölbling Formation with a sharp transition, whilst in the area between Mt Pizzul and Forca di Lanza the unit rests disconformably on top of Ordovician units, due to a top to the south thrust deformation that deleted the sedimentary unconformable boundary. The upward transition to the Rauchkofel Formation is never exposed in the study area, but in nearby areas (e.g., Rio Malinfier West section, Corradini et al. 2019), it is very well exposed and marked by a distinct and sharp change in colour.

In the Mt Zermula area, the age of the Alticola Formation is limited to Přídolí, and the maximum thickness is about 10 m at Mt Pizzul.

Rauchkofel Formation (Lochkovian)

The presence of the Rauchkofel Formation (Corradini et al. 2015a) in the studied area has been detected only thanks to a few decimeters of dark limestone and shales compressed between the limestones of the Alticola and La Valute formations close to La Valute summit and Casera La Valute, and a few loose blocks in the debris north of Forca di Lanza (Fig. 9a) and near Stua Ramaz bridge. The unit is represented by dark, well-bedded, platy limestone with intercalation of black shales and marls, and locally pack-grainstones and cherts, with huge lateral variations along the whole Carnic Alps.

Beautifully preserved loboliths (Fig. 11f, g), dated to the *Icr. hesperius* conodont Zone, have been collected from loose blocks (Corradini et al. 2005, 2016) in the north-western part of the area.

La Valute Formation (Lochkovian)

The La Valute Formation (Corradini et al. 2015b), whose name derives from the westernmost part of Mt Zermula, crops out extensively in the study area. It consists of thin-bedded medium dark grey and brownish grey nodular mudstone to wackestone (Fig. 9b). In the uppermost couple of meters of the unit, beds become very thin to thin with silty and marly intercalations and then gradually pass to the Findenig Formation.

The La Valute Formation yields sponge spicule, trilobites, articulated ostracod shells, orthocone nautiloids, some strongly fragmented crinoid stem plates and brachiopod shells, dacryoconarids and conodonts (Corriga et al. 2011).

The La Valute Formation, that is about 18 m thick is fully exposed. The La Valute Cave section (Corriga et al. 2011; Corradini et al. 2016), where the transition with the overlying Findenig Formation is exposed (Fig. 9c), is the reference section for the upper boundary of the unit (Corradini et al. 2015c). On the basis of its conodont content, this unit is assigned to the middle and upper Lochkovian (*Ad. carlsi-M. pandora* β zones) (Carta 2011; Corriga 2011; Corriga et al. 2011; Pondrelli et al. 2015b; Corradini et al. 2016).

Findenig Formation (Lochkovian-Eifelian)

The Findenig Formation (Spalletta et al. 2015b) crops out extensively in the study area. It consists of

Fig. 7 - Selected Silurian fossils from Mt Zermula area. Scale bar = 5 mm. a) *Arionoceras* sp. MFSNgp 33382; Casera La Valute area, Loose block close to CLV section, Nölbling Fm. b) Undetermined orthoceratid cephalopod MFSNgp 27480; loose block in the northern part of La Valute area, Nölbling Fm. c) *Michelinoceras meneghini* (Barrande, 1866) IPUM-MZ-BK 2a; southern flank of Mt Zermula, Alticola Fm. d) *Arionoceras submoniliforme* (Meneghini, 1857) IPUM-MZ-BK 1c; southern flank of Mt Zermula, Alticola Fm. e) *Arionoceras affine* (Meneghini, 1857) IPUM-MZ-BK 1a (a) and *Arionoceras submoniliforme* (Meneghini, 1857) IPUM-MZ-BK 1b (b); southern flank of Mt Zermula, Alticola Fm. f) Pyritized shell of orthoconic cephalopod, MFSNgp 23320; loose block at Rio di Lanza, Stua Ramaz area, Nölbling Fm. g) Cephalon of a harpid trilobite, MFSNgp 28286; loose block at Rio di Lanza, Stua Ramaz area, Nölbling Fm. h) Pygidium of an encrinurid trilobite, MFSNgp 28285; loose block at Rio di Lanza, Stua Ramaz area, Nölbling Fm. i) *Cardiola* sp., MFSNgp 37767; loose block in Stua Ramaz area, Nölbling Fm. j) *Retiolites geinitzianus* Barrande, 1850, MFSNgp 45735; loose block at SR I locality, Nölbling Fm. k) *Monoclimacis flumendosae* (Gortani, 1923), MFSNgp 42473; 20 m above the base of the VALN section, Nölbling Fm.

- *Fossili siluriani dall'area del Monte Zermula. a)* Arionoceras *sp. MFSNgp 33382; area di Casera La Valute, blocco isolato vicino alla sezione CLV, Fm. di Nölbling. b) Cefalopode ortoceratide indeterminato MFSNgp 27480; blocco isolato nella parte nord dell'area de La Valute, Fm. di Nölbling. c)* Michelinoceras meneghini *(Barrande, 1956) IPUM-MZ-BK 2a; versante meridionale del M. Zermula, Fm. ad Alticola. d)* Arionoceras submoniliforme *(Meneghini, 1857) IPUM-MZ-BK 1c; versante meridionale del M. Zermula, Fm. ad Alticola. e)* Arionoceras affine *(Meneghini, 1857) IPUM-MZ-BK 1a (a) e* Arionoceras submoniliforme *(Meneghini, 1857) IPUM-MZ-BK 1b (b); versante meridionale del M. Zermula, Fm. ad Alticola. f) Conchiglia piritizzata di un cefalopode ortocono, MFSNgp 23320; blocco isolato nel Rio di Lanza, area di Stua Ramaz, Fm. di Nölbling. g) Cephalon di un trilobite harpide, MFSNgp 28286; blocco isolato nel Rio di Lanza, area di Stua Ramaz, Fm. di Nölbling. h) Pigidio di un trilobite encrinuride, MFSNgp 28285; blocco isolato nel Rio di Lanza, area di Stua Ramaz, Fm. di Nölbling. i)* Cardiola *sp., MFSNgp 37767; blocco isolato nell'area di Stua Ramaz, Fm. di Nölbling. j)* Retiolites geinitzianus *Barrande, 1850, MFSNgp 45735; blocco isolato nella località SR I, Fm. di Nölbling. k)* Monoclimacis flumendosae *(Gortani, 1923), MFSNgp 42473; 20 m dalla base della sezione VALN, Fm. di Nölbling.*

thin to very thin-bedded moderate pink to moderate red nodular mudstone to wackestone with interlayered thin to medium beige marly laminae (Fig. 9d). In places grainstone intervals ("allodapic layers"; Vai 1980) occur in the lower part of the unit, and breccia beds in the upper part. The fauna is not abundant and is dominated by dacryoconarids, while fragments of trilobites, ostracods, small orthocone cephalopods and crinoid stem-plates are less abundant. Conodonts, although present, are quite rare.

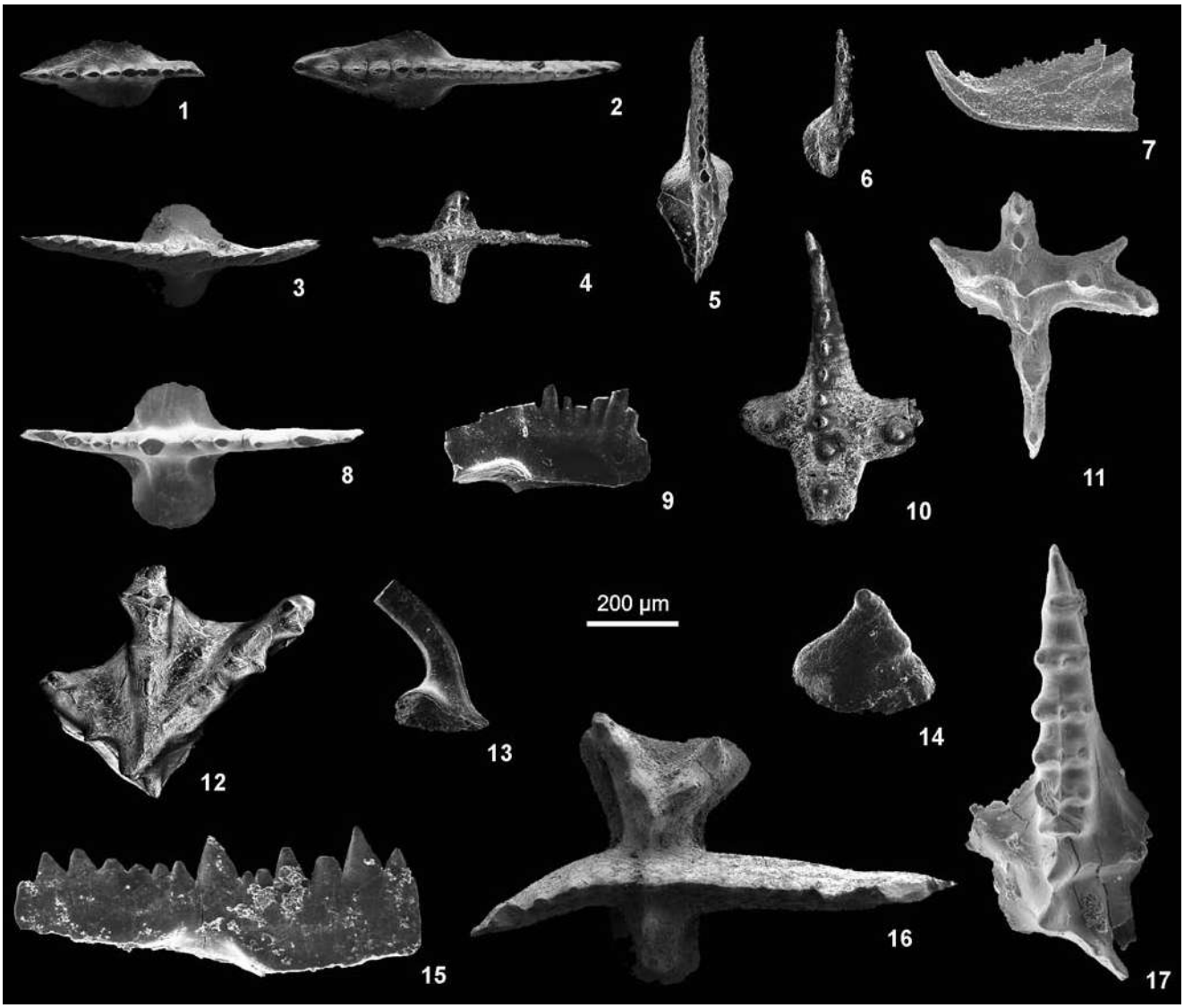
This unit is overlain by the Vinz Formation in the peak at 1909 m of elevation, located just west of Forca di Lanza and by the Hoher Trieb Formation in the rest of the study area. The upper boundary with the Vinz Formation is sharp, while the upper transition to the Hoher Trieb Formation is gradual and the boundary is conventionally located just above the last pink layer.

The Findenig Formation may reach up to 70 m of thickness, but due to its lithological character, it is often folded and thrusted, so that it is frequently subjected to either structural thickening or thinning. The age spans from the upper Lochkovian (*M. pandora* β Zone; Corriga et al. 2011) to the Eifelian (*P. costatus* Zone, Pondrelli et al. 2015a).

Vinz Formation (Eifelian)

The Vinz Formation (Pondrelli et al. 2015a) crops out only in a single location at the top of the hilltop at 1909 m elevation west of Forca di Lanza along the path to Mt Zermula. The unit consists of various facies, all of them of medium grey color (Fig. 11a, b): thick-bedded clast-supported and disorganized breccia in a fine-grained grainstone matrix; medium-bedded packstone to locally laminated grainstone with interlayered rare thin- to medium-bedded fine-grained breccia; very thick-bedded clast-supported breccia locally displaying an erosional base; mostly crinoidal grainstone and/or fine-grained breccia, passing upward to clast-supported breccia.

The fauna is dominated by the presence of disarticulated crinoid stems and corals, and a few fragmented shells



are observable in thin sections. Conodonts are present, although not abundant, and allowed to date the central part of the unit to the late Eifelian (*kockelianus* Zone) (Pondrelli et al. 2015b).

The upper limit of the Vinz Formation here is not observable, because of tectonic elision. The overall thickness of the unit in the study area is difficult to measure, again because of tectonic reasons, but we can roughly estimate a maximum thickness of about 25 m.

Shallow water undifferentiated units (Givetian-Frasnian?)

In the northern part of the study area shallow-water Middle Devonian limestones crop out extensively (Fig. 9c). The detailed analysis of these units was beyond the goals of this work, so we simply grouped all the shallow-water facies in a single unit without distinguish the different formations. However, preliminary studies suggest that the greatest part of these rocks can be assigned to the Spinotti Formation (Pohler et al. 2015), while, possibly, a few outcrops to the Kellergrat Formation (Kido et al. 2015). Both these formations were described from the shallow-water complex of Mt Coglians, but their characteristics looks similar in the Mt Zermula reefal facies.

According to Ferrari & Vai (1966), the facies association consists of thick-bedded *Amphipora* bafflestone (Fig. 11d), algal laminites, floatstone with micritic matrix and fenestral loferite. The succession is tectonically sliced at the base and at the top and repeated by E–W trending thrusts, so the reconstruction of its stratigraphy and facies evolution necessitates a more detailed study.

Calcareous algae, foraminifers, stromatoporoids, rugose and tabulate corals, gastropods, ostracods and brachiopods (Ferrari & Vai 1966; Corradini et al. 2012; Lamberty 2013; Pondrelli et al. 2015b) are present in the mapped area (Fig. 10d-e, h). The overall thickness of this unit in the study area can be only roughly estimated, due to tectonic cuttings, to approximatively 250 m.

Fig. 8 - Silurian and Lochkovian conodonts from the Mt Zermula area. 1) *Ozarkodina sagitta rhenana* (Walliser, 1964); upper view of P1 element; Bosc dai Floriz section, sample BDFE 4, Nölbling Fm. 2) *Ozarkodina sagitta sagitta* (Walliser, 1964); upper view of P1 element; Bosc dai Floriz section, sample BDFE 9, Nölbling Fm. 3) "*Ozarkodina" eosteinhornensis* s.l. (Walliser, 1964); upper view of P1 element; La Valute Nord section, sample VALN 9, Nölbling Fm. 4) *Lanea telleri* (Schulze, 1968); upper view of P1 element; La Valute Cave section, sample LV 2, La Valute Fm. 5) *Flajsella schulzei* (Bardashev, 1989); upper view of P1 element; La Valute Cave section, sample LV 1, La Valute Fm. 6) *Flajsella streptostygia* Valenzuela-Rios & Murphy, 1997; upper view of P1 element; La Valute Cave section, sample LV 3, La Valute Fm. 7) *Belodella resima* (Philip, 1965), lateral view of P1 element; Cadin di Lanza, sample CAD II, Alticola Fm. 8) *Zieglerodina planilingua* (Murphy & Valenzuela-Rios, 1999); upper view of P1 element; Stua Ramaz III locality, MZ Lob block, Rauchkofel Fm. 9) *Kockelella ortus sardoa* Serpagli & Corradini, 1999; lateral view of P1 element; Casera La Valute section, sample CLV 2, Nölbling Fm. 10) *Ancyrodelloides transitans* Bischoff & Sannemann, 1958; upper view of P1 element; Valute Cave section, sample LV 2, La Valute Fm. 11) *Ancyrodelloides murphyi* Valenzuela-Rios, 1994; upper view of P1 element, Cadin di Lanza, sample CAD III, La Valute Fm. 12) *Pedavis* sp. A Corriga et al., 2011; upper view of P1 element; La Valute Cave section, sample LV 9, Findenig Fm. 13) *Dvorakia amsdeni* Barrick & Klapper, 1992; lateral view of element; Casera La Valute section, sample CLV 5, Alticola Fm. 14) *Pseudooneotodus beckmanni* (Bischoff & Sannemann, 1958); lateral view of element; Casera La Valute section, sample CLV 3, Alticola Fm. 15) *Zieglerodina remscheidensis* (Ziegler, 1960); lateral view of P1 element; Stua Ramaz III locality, MZ Lob block, Rauchkofel Fm. 16) *Kockelella variabilis ichnusae* Serpagli & Corradini, 1998; upper view of P1 element; Stua Ramaz area, loose block MZ-BK 2, Nölbling Fm. 17) *Icriodus hesperius* Klapper & Murphy, 1975, upper view of P1 element; Stua Ramaz III locality, MZ Lob block, Rauchkofel Fm.

- *Conodonti siluriani e lochkoviani dell'area del M. Zermula. 1)* Ozarkodina sagitta rhenana *(Walliser, 1964); veduta superiore dell'elemento P1; sezione Bosc dai Floriz, campione BDFE 4, Fm. di Nölbling. 2)* Ozarkodina sagitta sagitta *(Walliser, 1964); veduta superiore dell'elemento P1; sezione Bosc dai Floriz, campione BDFE 9, Fm. di Nölbling. 3)* "Ozarkodina" eosteinhornensis *s.l. (Walliser, 1964); veduta superiore dell'elemento P1; sezione La Valute Nord, campione VALN 9, Fm. di Nölbling. 4)* Lanea telleri *(Schulze, 1968); veduta superiore dell'elemento P1; sezione La Valute Cave, campione LV 2, Fm. de La Valute. 5)* Flajsella schulzei *(Bardashev, 1989); veduta superiore dell'elemento P1; sezione La Valute Cave, campione LV 1, Fm. de La Valute. 6)* Flajsella streptostygia *Valenzuela-Rios & Murphy, 1997; veduta superiore dell'elemento P1; sezione La Valute Cave, campione LV 3, Fm. de La Valute. 7)* Belodella resima *(Philip, 1965), veduta laterale dell'elemento P1; Cadin di Lanza, campione CAD II, Fm. ad Alticola. 8)* Zieglerodina planilingua *(Murphy & Valenzuela-Rios, 1999); veduta superiore dell'elemento P1; località Stua Ramaz III, MZ Lob block, Fm. del Rauchkofel. 9)* Kockelella ortus sardoa *Serpagli & Corradini, 1999; veduta superiore dell'elemento P1; sezione Casera La Valute, campione CLV 2, Fm. di Nölbling. 10)* Ancyrodelloides transitans *Bischoff & Sannemann, 1958; veduta superiore dell'elemento P1; sezione Valute Cave, campione LV 2, Fm. de La Valute. 11)* Ancyrodelloides murphyi *Valenzuela-Rios, 1994; veduta superiore dell'elemento P1, Cadin di Lanza, campione CAD III, Fm. de La Valute. 12)* Pedavis *sp. A Corriga et al., 2011; veduta superiore dell'elemento P1; sezione La Valute Cave, campione LV 9, Fm. del Findenig. 13)* Dvorakia amsdeni *Barrick & Klapper, 1992; veduta laterale dell'elemento P1; sezione Casera La Valute, campione CLV 5, Fm. ad Alticola. 14)* Pseudooneotodus beckmanni *(Bischoff & Sannemann, 1958); veduta laterale dell'elemento P1; sezione Casera La Valute, campione CLV 3, Fm. ad Alticola. 15)* Zieglerodina remscheidensis *(Ziegler, 1960); veduta superiore dell'elemento P1; località Stua Ramaz III, MZ Lob block, Fm. del Rauchkofel. 16)* Kockelella variabilis ichnusae *Serpagli & Corradini, 1998; veduta superiore dell'elemento P1; area di Stua Ramaz area, loose block MZ-BK 2, Fm. di Nölbling. 17)* Icriodus hesperius *Klapper & Murphy, 1975; veduta superiore dell'elemento P1; località Stua Ramaz III, MZ Lob block, Fm. del Rauchkofel.*

Fig. 9 - a) Slab of the Rauchkofel Fm. with several lobolith in the Cadin di Lanza area. b) Well bedded limestones of La Valute Fm. in the La Valute Cave (LV) section. c) The transition between La Valute Fm. and Findenig Fm. in the La Valute Cave (LV) section. d) Reddish nodular limestones with interbedded gray breccia levels in the upper part of the Findenig Fm. northeast of Casera Zermula. e) Alternation of limestones, cherts and black shales across the Kacak Event in the Hoher Trieb Fm. in the Zuc di Malaseit Basso (ZMB) section. f) Tentaculitid limestone in the Hoher Trieb Fm. at Cadin di Lanza Parete (CAD P) section.

- *a) Blocco della Fm. del Rauchkofel con numerosi resti fossili di loboliti nell'area del Cadin di Lanza. b) I calcari bel stratificati della Fm. de La Valute nella sezione La Valute Cave (LV). c) La transizione tra la Fm. de La Valute e la Fm. del Findenig nella sezione La Valute Cave (LV). d) Calcari nodulari rossi con intercalati livelli grigi di brecce nella parte alta della Fm. del Findenig affiorante a nordest di Casera Zermula. e) Alternanze di calcari, selci e peliti nere nell'intervallo dell'Evento Kacak esposti nella Fm. del Hoher Trieb nella sezione Zuc di Malaseit Basso (ZMB). f) Calcari a tentaculiti nella Fm. del Hoher Trieb esposti nella sezione Cadin di Lanza Parete (CAD P).*

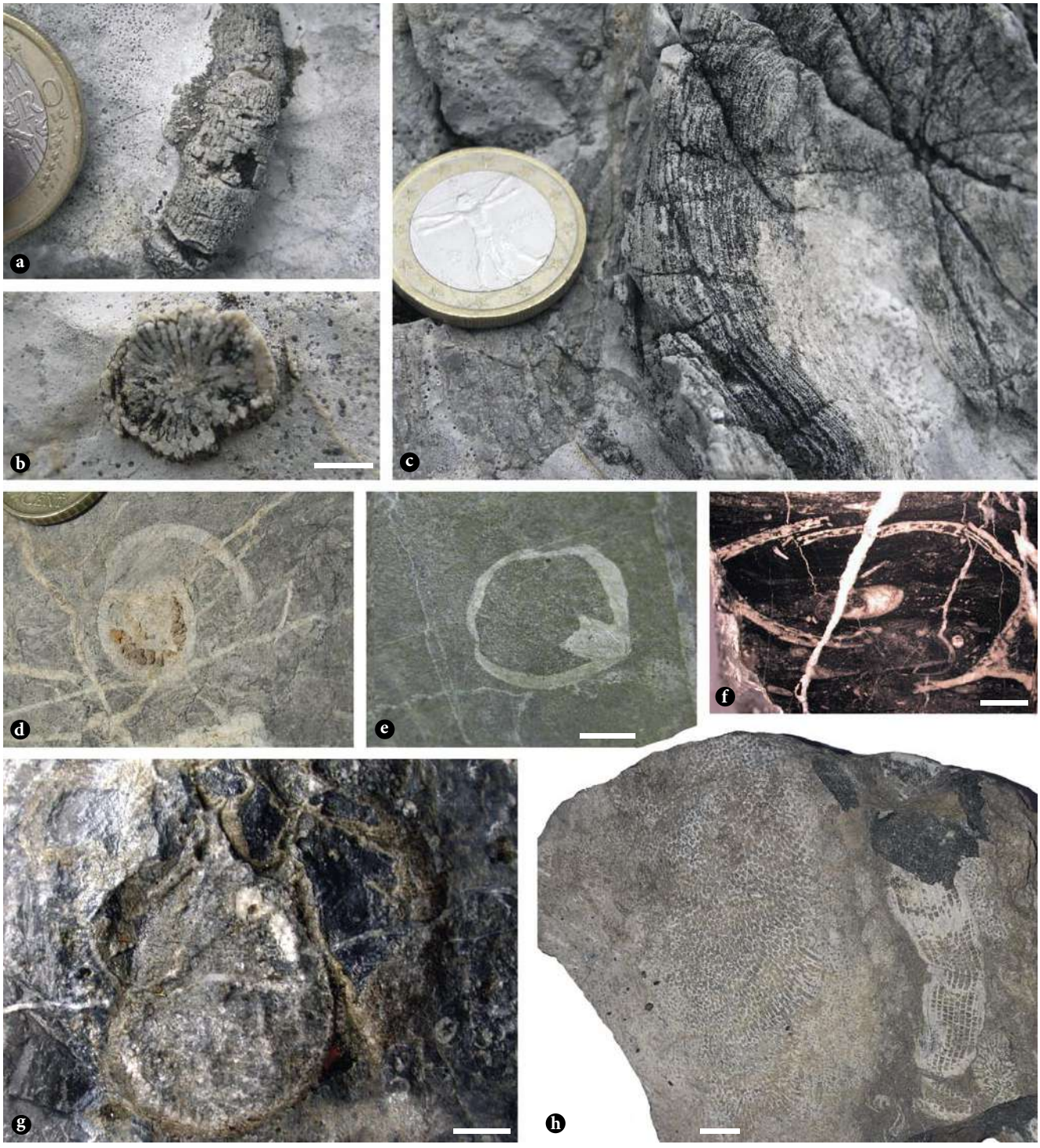


Fig. 10 - Selected Devonian fossils from Mt Zermula area. a) Silicified Rugosa; CAD P section, Hoher Trieb Fm. b) Silicified Rugosa; CAD P section, Hoher Trieb Fm. c) Silicified Tabulata; Mt Pizzul area, Hoher Trieb Fm. d) Gastropod; Cason di Lanza Pass, Spinotti Fm. e) *Stringocephalus* sp.; Cason di Lanza Pass, Spinotti Fm.; scale bar = 5 mm. f) Polished section of a lobolith broken by diagenesis, MFSNgp 27484; "Lobolite creek", loose block near SR III locality, Rauchkofel Fm.; scale bar = 10 mm. g) Lobolith preserved in cross section showing six chambers arranged around a larger one; MFSNgp 27479. "Lobolite creek", loose block near SR III locality, Rauchkofel Fm.; scale bar = 10 mm.h) Slab with Rugosa and Tabulata MFSNgp 23684; Mt Zermula, Kellergrat Fm.; scale bar = 5 mm.

- *Fossili devoniani dall'area del M. Zermula. a) Rugosa silicizzato; sezione CAD P, Fm. del Hoher Trieb. b) Rugosa silicizzato; sezione CAD P, Fm. del Hoher Trieb. c) Tabulata silicizzato; area di M. Pizzul, Fm. del Hoher Trieb. d) Gasteropode; Passo del Cason di Lanza, Fm. dello Spinotti. e)* Stringocephalus *sp.; Passo del Cason di Lanza, Fm. dello Spinotti; scala = 5 mm. f) Sezione lucida di un lobolite rotto dalla diagenesi, MFSNgp 27484; "Rio dei Loboliti", blocco isolato vicino alla località SR III, Fm. del Rauchkofel; scala = 10 mm. g) Lobolite conservato in sezione, in cui si osservano sei camere attorno a una più grande; MFSNgp 27479; "Rio dei Loboliti", blocco isolato vicino alla località SR III, Fm. del Rauchkofel; scala = 10 mm. h) Blocco con Rugosa e Tabulata MFSNgp 23684; M. Zermula; Fm. del Kellergrat; scala = 5 mm.*

Hoher Trieb Formation (Eifelian-Frasnian)

The Hoher Trieb Formation (Pondrelli et al. 2015c) crops out extensively in the western and eastern parts of the study area. In the latter it represents the best exposed unit, with several easily reachable sections for the different parts of the unit and a section located west of Forca di Lanza where the unit is completely exposed. The Zuc di Malaseit Basso (ZMB) section (Fig. 9e), where the Kacak event (Eifelian-Givetian boundary) is well exposed was studied in great detail (Suttner et al. 2017a, b).

The Hoher Trieb Formation consists of several intercalated facies: alternations of pack-grainstones, float-rudstones, wackestones, cherts and laminated black shales, deposited at the toe-of-slope of a carbonate apron (Pondrelli et al. 2015b); breccias are interlayered with medium grey thin to thickbedded grainstone to packstone locally passing upward to wackestone and/or mudstone with thick laminae of silt/shale interbeds.

Reworked silicified corals (Fig. 10a-c) are relatively abundant in the breccia beds (Kido et al. 2011a, 2011b); dacryoconarids (Fig. 10f), calcispheres, foraminifera, sponge spicules, algae, trilobites, bivalves, crinoids, brachiopods and ostracods have been detected in the wackestone to packstone beds. Conodonts are always present and very abundant in some levels (Carta 2011; Pondrelli et al. 2015a; Suttner et al. 2017a, 2017b).

This unit passes upward to the Pal Grande Formation with a sharp boundary, marked by a grain size decrease to mudstone–wackestone on top of the breccia level IV. This sharp transition, often a preferential surface of decollement type faulting, is preserved west of Forca di Lanza, where is marked by a slump at the base of the Pal Grande Formation.

In the Mt Zermula area, the Hoher Trieb Formation is about 35-50 m thick depending on the location. This large variation is mostly likely due to either structural thickening and/or thinning, or to variations in depositional thicknesses of breccia units. The age spans from the Eifelian to the early Frasnian.

Pal Grande Formation (Frasnian-Tournaisian)

The Pal Grande Formation (Spalletta et al. 2015a) crops out extensively in the eastern part of the area, whereas south of Mt Zermula and in La Valute area is limited to small, poorly preserved discontinuous outcrops along a narrow belt between the Hoher Trieb and the Hochwipfel formations. Also, at places it disconformably lies on top of the shallow water units. The unit of the Pal Grande Formation (Fig. 11e-f) consists of light grey to moderate pink and red very thin- to medium-bedded mudstone to wackestone at places nodular (Mossoni et al. 2013; Pondrelli et al. 2015b).

The sharp basal transition from the Hoher Trieb Formation is often tectonically omitted because of the different lithologic characteristics at the boundary, but - when preserved - the first level of the Pal Grande Formation is characterized by a convoluted and contorted bedding interpreted as a slump deposit by Pondrelli et al. (2015b). The upper boundary with the Hochwipfel Formation is always disconformable as evidenced by the sudden lithological change and by a hiatus that in the study area ranges from the Famennian (conodont data up to the *Pa. m. utahensis* Zone) presumably up to the Visean, as in the whole Carnic area the start of the deposition of the Hochwipfel Formation is thought to have occurred within the Visean (Venturini 1990; Spalletta et al. 2015c).

The fauna is characterized by the presence of clymenids and conodonts (Manzoni 1966; Mossoni et al. 2013), but bivalves, ostracods, radiolarians, brachiopods, trilobites and crinoids are also observed in thin sections.

The Pal Grande Formation ranges from Frasnian to late Tournaisian, but some intervals have not been documented (Mossoni et al. 2013; Pondrelli et al. 2015b) The reddish nodular levels occur in the lower and middle Famennian (*Pa. subperlobata* to *Pa. m. marginifera* zones, Mossoni et al. 2013; Corradini et al. 2017). The outcrops that lies disconformably above the shallow water units are always dated to the late Tournaisian (Manzoni 1966; Corradini et al. 2016).

Hochwipfel Formation (Visean-Bashkirian)

The Hochwipfel Formation (Spalletta et al. 2015c) crops out extensively in the study area. It consists of very thin to medium (very rarely thick) bedded, yellowish-grey lithic sandstones and greywackes interbedded with dark grey laminated shales. The sandstone beds are frequently normally graded and sometimes show evidence of planar or ripple lamination and/or ripple marks. Locally, some levels of breccia with centimetre-scale cherty clasts have been found. In the north-western part of the study area, megabreccia deposits with limestone clasts and boulders up to several metres in size were found and mapped within the dark shales of the Hochwipfel Formation. Fossils are rare in this unit and limited to remains of plants, very rare in the study area.

The Hochwipfel Formation as a whole has been interpreted as a flysch-type unit, partly made of turbiditic deposits (e.g., Spalletta et al. 1980; van Amerom & Schönlaub 1992; Spalletta et al. 2015c; Kabon & Schönlaub 2019; Pasquarè Mariotto & Venturini 2019).

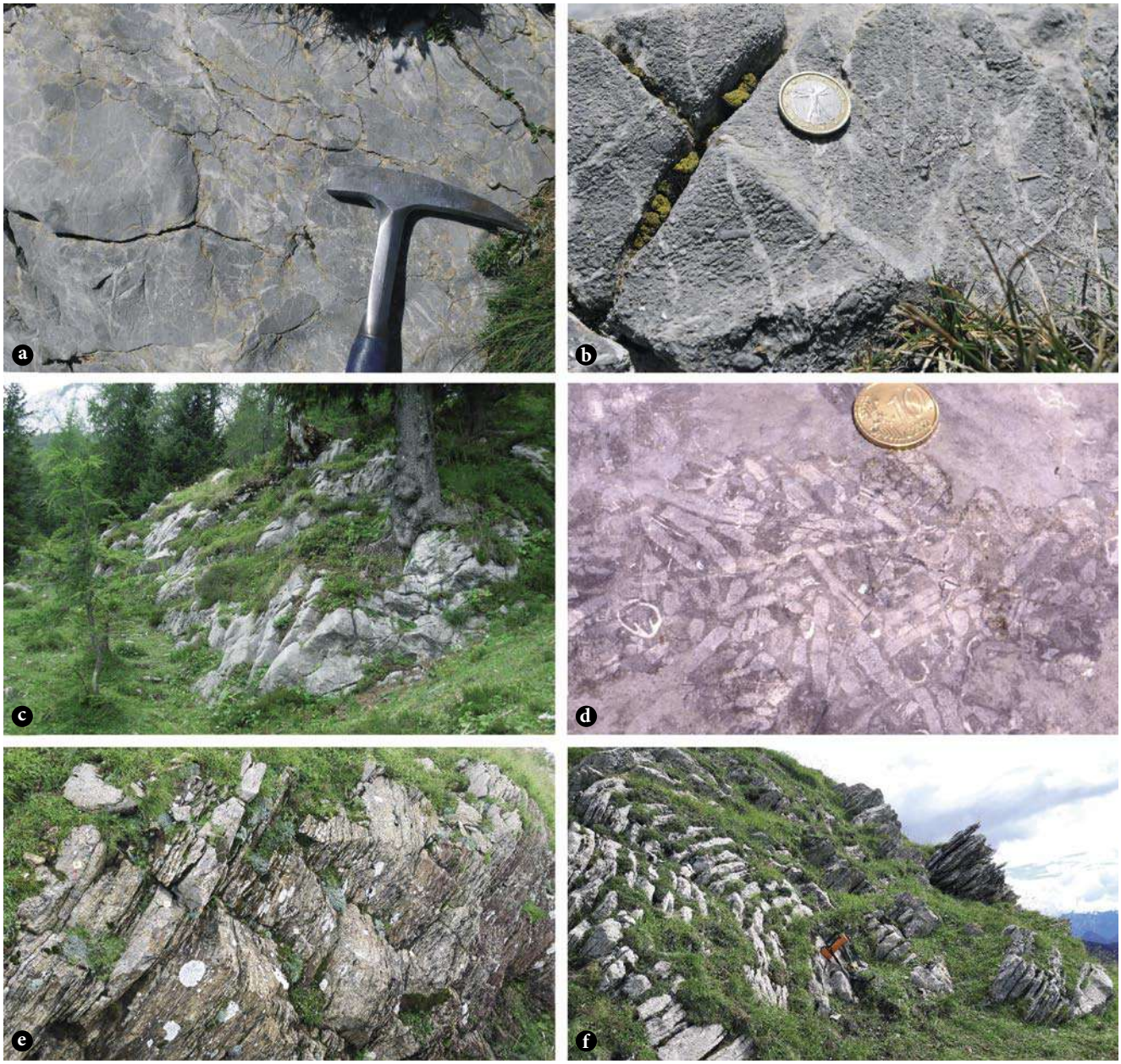


Fig. 11 - a) Clast supported breccia of the Vinz Fm. at the summit at q. 1909 west of Forca di Lanza. b) Crinoidal fine grained breccia within the Vinz Fm. west of Forca di Lanza. c) Shallow water limestones (Spinotti Fm.) south of Cason di Lanza pass. d) Detail of the "Amphipora limestones" within the Spinotti Fm. at the beginning of the path from Cason di Lanza to Mt Zermula. e) Alternation of red and gray nodular limestone in the Pal Grande Fm in the Pizzul West (PZW) section. f) Well bedded folded beds of the Pal Grande Fm. on the southwestern flank of Mt Pizzul.

- *a) Breccia grossolana nella Fm. del Vinz nel cocuzzolo a q. 1909 a ovest di Forca di Lanza. b) Breccia fine a crinoidi nella Fm. del Vinz a ovest di Forca di Lanza. c) Calcari di mare basso (Fm. dello Spinotti) a sud del Passo del Cason di Lanza. d) Dettaglio dei "Calcari ad Amphipora" della Fm. dello Spinotti all'inizio del sentiero tra il Cason di Lanza e M. Zermula. e) Alternanze di calcari nodulari rossi e grigi nella Fm. di Pal Grande nella sezione Pizzul West (PZW). f) Calcari ben stratificati piegati nella Fm. di Pal Grande nel versante sudoccidentale del M. Pizzul.*

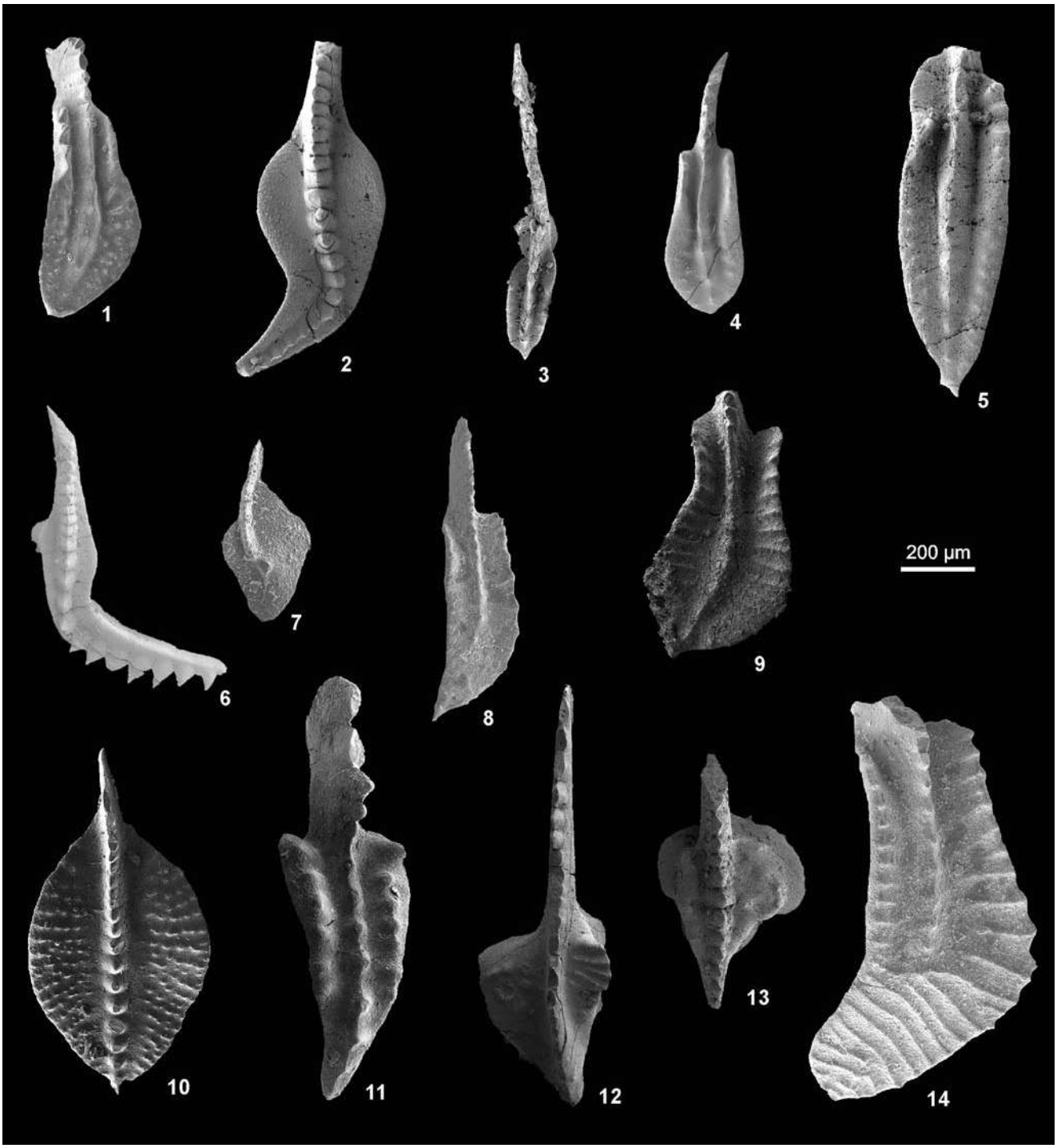
Discussion and Conclusive Remarks

The geological map presented here fills the gap between the two previously mapped areas of Mt Pizzul and La Valute, that represent the easternmost and westernmost part of the study area, respectively. Thirteen units have been recognized and mapped across the study area, following the new lithostratigraphic subdivision proposed by Corradini et al. (2015b), with the exception of the shallow water units and the Quaternary, which were undifferentiated.

The map allowed to recognize a good lateral continuity of the main structural elements, notably the top to the south roughly NW trending faults that bound the shallow water units and the other carbonate units. These faults probably formed as thrusts during

Variscan time (Venturini, 1990), and were partly reactivated and verticalized during alpine times. Most of the stratigraphic units show a good lateral continuity, except for the Vinz Formation which crops out only in a single locality close to Forca di Lanza and was not found elsewhere. This implies either a complete tectonic elision or a deposition geographically localized. Since in this part of the basin, the Vinz Formation has been found only in this locality, we prefer the hypothesis of a localized deposition, which is also consistent with the sedimentological characters of the unit. This unit is in fact entirely made by beds reflecting high-energy transport, that might have been deposited in correspondence of a channel sourcing from the shallow water units.

A special comment deserves the succession of the Silurian units, where the Nölbling Formation is followed by the Alticola Formation. It is the same sequence described by Wenzel (1997) for the "Findenig facies", where interbedded black graptolitic shales, marls and blackish limestone beds are documented up to the Ludlow and is followed by the Alticola Formation in the Přídolí. This facies was established in Mt Lodin/ Findenigkofel area in Austria and is interpreted to



represent the transition from siliciclastic to carbonate pelagic deposition.

The transition from the Nölbling to the Alticola formations suggests a passage to shallower oxygenated water possibly associated to a regressive context. The Mount Zermula massif represents the most southern and eastern area of the Carnic Alps where the Findenig facies occurs.

Manuscript received on 20.X.2020, accepted on 18.XII.2020.

Ringraziamenti

We are indebted with all the members of the 'Formal Lithostratigraphic Units in the Pre-Variscan Sequence of the Carnic Alps' science group for fruitful, open and enthusiastic discussions. We warmly thank Francesca, Silvio, Laura, Roberta and all the other wonderful people of the Cason di Lanza for their hospitality and support, during several years of research in the area. Paolo Serventi helped with Silurina Cephalopods. Corrado Venturini and Maurizio Ponton provided useful comments and indications to improve the manuscript. Finally, thanks to the Editrice Tabacco (Tavagnacco, Ud) for the use of the topographic map.

This paper is a contribution to IGCP Project n. 652 "Reading geologic time in Paleozoic sedimentary rocks"

Bibliografia

Bardashev, I.A. 1989. New blade-like conodonts from the Lower Devonian of central Tajikistan. In *New species of Phanerozoic fauna and flora of Tajikistan*, 5-13. Dushambe.

Barrande, J. 1866. *Systéme Silurien du centre de la Bohéme. Ire Partie: Recherches Paléontologiques, v. 2, Classe des Mollusques, Ordre des Céphalopodes*, 2me Série: 108-244. Prague, Paris.

Barrick, J.E., & G.Klapper. 1992. Late Silurian-Early Devonian conodonts from the Hunton Group (Upper Henryhouse, Haragan and Bois d'Arc formations), south central Oklahoma. *Bulletin of the Oklahoma Geological Survey* 145: 19-65.

Bischoff, G., & D. Sannemann. 1958. Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald. *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden* 86: 87-110.

Bischoff, G., & W. Ziegler. 1956. Das Alter der "Urfer Schishten" im Marburger Hinterland nach Conodonten. *Notizblatt des Hessisches Landesamt für Bodenforschung* 84: 138-69.

Carta, N. 2011. Caratterizzazione biostratigrafica delle unità litologiche affioranti nell'area di Monte Pizzul, Passo del Cason di Lanza (Alpi Carniche). Master Thesis, University of Cagliari. 130 pp. Cagliari.

Cooper, C.L. 1939. Conodonts from a Bushberg-Hannibal horizon in Oklahoma. *Journal of Palaeontology* 15: 379-422.

Fig. 12 - Devonian and Carboniferous conodonts from the Mt Zermula area. 1) *Polygnathus eiflius* Bischoff & Ziegler, 1957, upper view of P1 element; Cadin di Lanza Parete section, sample CAD P 2, Hoher Trieb Fm. 2) *Tortodus kockelianus kockelianus* (Bischoff & Ziegler, 1957), upper view of P1 element; Zuc di Malaseit Basso section, sample ZMB 28, Hoher Trieb Fm. 3) *Polygnathus rhenanus* Klapper, Philip & Jackson, 1970, upper view of P1 element; Zuc di Malaseit Basso section, sample ZMB 4E top, Hoher Trieb Fm. 4) *Polygnathus ensensis*, Ziegler & Klapper, 1976; upper view of P1 element; Zuc di Malaseit Basso section, sample, ZMB 6 base, Hoher Trieb Fm. 5) *Polygnathus timorensis* Klapper, Philip & Jackson, 1970, upper view of P1 element; Zuc di Malaseit Basso section sample ZMB 4E top, Hoher Trieb Fm. 6) *Tortodus kockelianus australis* (Jackson, in Pedder et al., 1970), upper view of P1 element; Zuc di Malaseit Basso section, sample ZMB 12 D, Hoher Trieb Fm. 7) *Palmatolepis rhomboidea* Sannemann, 1955, upper view of P1 element; Pizzul West section, sample PZW 5, Pal Grande Fm. 8) *Polygnathus nothoperbonus* Mawson, 1987 upper view of P1 element; Pizzul Sud section, sample PZS 2, Findenig Fm. 9) *Polygnathus pseudofoliatus* Wittekindt, 1965, upper view of P1 element; Stua Ramaz Ponte section, sample SRP 7, Hoher Trieb Fm. 10) *Klapperina ovalis* (Ziegler & Klapper in Ziegler, Klapper & Lindström, 1964), upper view of P1 element; Forca di Lanza section, sample FL 7, Hoher Trieb Fm. 11) *Schmidtognathus wittekindti* Ziegler, 1966, upper view of P1 element; Forca di Lanza section, sample FL 6, Hoher Trieb Fm. 12) *Gnathodus pseudosemiglaber* Thompson & Fellows, 1970, upper view of P1 element; 150m east of La Valute top, Pal Grande Fm. 13) *Gnathodus typicus* Cooper, 1939, upper view of P1 element; Pizzul West section, sample PZW H, Pal Grande Fm. 14) *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, 1876, upper view of P1 element; Forca di Lanza summit locality, sample FL 1, Vinz Fm.

- *Conodonti devoniani e carboniferi dell'area del M. Zermula. 1)* Polygnathus eiflius *Bischoff & Ziegler, 1957, veduta superiore dell'elemento P1; sezione Cadin di Lanza Parete, campione CAD P 2, Fm. del Hoher Trieb. 2)* Tortodus kockelianus kockelianus *(Bischoff & Ziegler, 1957), veduta superiore dell'elemento P1; sezione Zuc di Malaseit Basso, campione ZMB 28, Fm. del Hoher Trieb. 3)* Polygnathus rhenanus *Klapper, Philip & Jackson, 1970, veduta superiore dell'elemento P1; sezione Zuc di Malaseit Basso, campione ZMB 4E top, Fm. del Hoher Trieb. 4)* Polygnathus ensensis*, Ziegler & Klapper, 1976; veduta superiore dell'elemento P1; sezione Zuc di Malaseit Basso, campione, ZMB 6 base, Fm. del Hoher Trieb. 5)* Polygnathus timorensis *Klapper, Philip & Jackson, 1970, veduta superiore dell'elemento P1; sezione Zuc di Malaseit Basso, campione ZMB 4E top, Fm. del Hoher Trieb. 6)* Tortodus kockelianus australis *(Jackson, in Pedder et al., 1970), veduta superiore dell'elemento P1; sezione Zuc di Malaseit Basso, campione ZMB 12 D, Fm. del Hoher Trieb. 7)* Palmatolepis rhomboidea *Sannemann, 1955, veduta superiore dell'elemento P1; sezione Pizzul West, campione PZW 5, Fm. di Pal Grande. 8)* Polygnathus nothoperbonus *Mawson, 1987 veduta superiore dell'elemento P1; sezione Pizzul Sud, campione PZS 2, Fm. del Findenig. 9)* Polygnathus pseudofoliatus *Wittekindt, 1965; veduta superiore dell'elemento P1; sezione Stua Ramaz Ponte, campione SRP 7, Fm. del Hoher Trieb. 10)* Klapperina ovalis *(Ziegler & Klapper in Ziegler, Klapper & Lindström, 1964), veduta superiore dell'elemento P1; sezione Forca di Lanza, campione FL 7, Fm. del Hoher Trieb. 11)* Schmidtognathus wittekindti *Ziegler, 1966, veduta superiore dell'elemento P1; sezione Forca di Lanza, campione FL 6, Fm. del Hoher Trieb. 12)* Gnathodus pseudosemiglaber *Thompson & Fellows, 1970; veduta superiore dell'elemento P1; 150m a est di cima La Valute, campione LA 2, Fm. di Pal Grande. 13)* Gnathodus typicus *Cooper, 1939, veduta superiore dell'elemento P1; sezione Pizzul West, campione PZW H, Fm. di Pal Grande. 14)* Polygnathus linguiformis linguiformis *Hinde, 1876; veduta superiore dell'elemento P1; cucuzzolo a ovest di Forca di Lanza, campione FL 1, Fm. del Vinz.*

Corradini, C., M.G. Corriga, A. Ferretti, M. Pondrelli, P. Serventi & L. Simonetto. 2019. Lochkovian (Lower Devonian) marine-deposits from the Rio Malinfier West section (Carnic Alps, Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 138: 153-170.

Corradini, C., M.G. Corriga, M. Pondrelli, H.-P. Schönlaub, L. Simonetto, C. Spalletta & A. Ferretti. 2015a. Rauchkofel Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 73-6. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Corradini, C., M.G. Corriga, M. Pondrelli, H.-P. Schönlaub, L. Simonetto, C. Spalletta & A. Ferretti. 2015b. La Valute Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 77-80. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Corradini, C., A. Mossoni, M. Pondrelli & L. Simonetto. 2017. Famennian conodonts in the Pizzul West (PZW) section. *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften Karl-Franzens-Universität Graz* 23: 246-250.

Corradini, C., M. Pondrelli, M.G. Corriga, L. Simonetto, E. Kido, T.J. Suttner, C. Spalletta & N. Carta. 2012. Geology and stratigraphy of the Cason di Lanza area (Mount Zermula, Carnic Alps, Italy). IGCP 580, 4th Annual Meeting Graz, 24-30th June 2012, *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften Karl-Franzens-Universität Graz* 17: 83-103.

Corradini, C., M. Pondrelli, L. Simonetto, M.G. Corriga, C. Spalletta, T.J. Suttner, E. Kido, A. Mossoni & P. Serventi. 2016. Stratigraphy of the La Valute area (Mt Zermula massif, Carnic Alps, Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 55 (1): 55-78. doi: 10.4435/BSPI.2016.06.

Corradini, C., L. Simonetto, P. Serventi, C. Calligaris & R. Rigo. 2005. Loboliti (Crinoidea) del Devoniano basale di Monte Zermula (Alpi Carniche, Italia). *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana* 2: 27-34.

Corradini, C. & T.J. Suttner, eds. 2015. The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 69: 158 pp.

Corradini, C., T.J. Suttner. A. Ferretti, S.M.L. Pohler, M. Pondrelli, H.P. Schönlaub, C. Spalletta & C. Venturini, 2015b. The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps - an introduction. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 7-15. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Corradini, C., E. Kido, T.J. Suttner, L. Simonetto, M. Pondrelli, M.G. Corriga & C. Spalletta, 2019. Devonian reefs of the Carnic Alps and related environments. *13th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Modena, 3-6 September 2019*. Pre-Conference field Trip. 24 pp.

Corriga, M.G. 2011. Biostratigrafia a conodonti attorno al limite Siluriano-Devoniano in alcune aree del Nord Gondwana. Ph.D. thesis, Università di Cagliari. 174 pp., Cagliari.

Corriga, M.G., T.J. Suttner, E. Kido, C. Corradini, M. Pondrelli & L. Simonetto. 2011. The age of the La Valute limestone-Findenig limestone transition in the La Valute Section (Lower Devonian, Carnic Alps, Italy). *Gortania Geologia, Paleontologia, Paletnologia* 32: 5-12.

Ferrari, A. 1968. Tetracoralli delle Alpi Carniche. La fauna di Monte Zermula. *Giornale di Geologia* 34 (2): 531-92.

Ferrari, A., & G.B. Vai. 1966. Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al Monte Zermula (Alpi Carniche). *Giornale di Geologia* S. 2, 33 (1965): 389-432.

Ferretti, A., H.-P. Schönlaub, C. Corradini, M.G. Corriga, M. Pondrelli, L. Simonetto & P. Serventi. 2015. Alticola Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 56-60. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Frech, F. 1894. Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. *Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Halle* 18: I-XIV+ 1-515.

Gnoli, M., & K. Histon. 1998. Silurian nautiloid Cephalopods from the Carnic Alps: a preliminary investigation. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 36 (3): 311-30.

Gortani, M. 1913. Rilevamento nel nucleo centrale carnico. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia* 43: 71-5.

Gortani, M. 1915. Revisione del rilevamento nel nucleo centrale carnico. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia* 44: 309-14.

Gortani, M. 1920. I bacini della But, del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. Geologia, morfologia, idrografia. Carta della permeabilità delle rocce. *Ufficio Idrografico del Reale Magistrato delle Acque* pubbl. 104: 1-71.

Gortani, M. 1923. Faune Paleozoiche della Sardegna, parte I. Le graptoliti di Goni. *Paleontographia Italica* 28: 1-69.

Gortani, M. & A. Desio. 1927. *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 14, Pontebba. Scala 1:100.000*. Firenze: Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia.

Hinde, G.J. 1879. On conodonts from the Chazy and Cincinnati group of the Cambro-Silurian and from the Hamilton and Genesee shale divisions of the Devonian in Canada and the United States. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 35 (3): 351-69.

Havlíèek, V. 1981. Upper Ordovician brachiopods from theMontagne Noire. *Paleontographica A* 176: 1-34.

Kabon, H., & H.-P. Schönlaub. 2019. *Das geologische Geheimnis der Hochwipfel Formation der Karnischen Alpen (Österreich/Italien)*. Klagenfurt: Naturwissenschaftliche Verein für Karnten.

Kido, E., T.J. Suttner, L. Koptikova, M. Pondrelli, C. Corradini, M.G. Corriga, L. Simonetto, S. Berkiová. & R. Koptikova. 2011a. Magnetic susceptibility as tool for high-resolution correlation of pelagic and distal slope facies of the Middle Devonian in the Carnic Alps: preliminary results. In *Miroslav Krs Conference: Time, Magnetism, Records, Systems and Solutions.* The 2011 Annual IGCP 580 Meeting., cur. L. Koptikova, J. Hladil, & J. Adamovic, cur., 31-2. Prague.

Kido, E., T.J. Suttner, Pondrelli, C. Corradini, M.G. Corriga, L. Simonetto & S. Berkiová 2011b. Correlation of Mid-Devonian coral deposits of the Carnic Alps across the Austro-Italian border. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie* 19: 77-81.

Kido, E., S.M.L. Pohler, M. Pondrelli, H.-P. Schönlaub, L. Simonetto, C. Spalletta, C. & T.J. Suttner. 2015. Kellergrat Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 101-4. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Kido, E., T.J. Suttner, Pondrelli, C. Corradini, M.G. Corriga, L. Simonetto, S. Vodrážková & L. Koptíková, 2012. Geochemical and geophysical records of the Middle Devonian sequence in the Carnic Alps. *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz* 17: 29-30.

Klapper, G., & M.A. Murphy. 1975. Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of central Nevada. *University of California Publications in Geological Sciences* 111: 1-62.

Klapper, G., G.M. Philip & J.H. Jackson. 1970. Revision of the *Polygnathus varcus* group (Conodonta, Middle Devonian). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 1970 (11): 1650-67.

Lamberty, P. 2013. Sédimentologie du Dévonien dans les Alpes Carniques (entre l'Autriche et l'Italie). Master thesis, Université de Liege. Liege.

Manzoni, M. 1965. Faune a conodonti del Siluriano e Devoniano delle Alpi Carniche (Nota 1: M. Cocco, M. Lodin, M. Zermula, Val Bombaso e alta valle del Degano). *Giornale di Geologia* s. 2, 33: 179-207.

Manzoni, M. 1966. Conodonti neodevonici ed eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). *Giornale di Geologia* s. 2, 33: 461-96.

Mawson, R. 1987. Early Devonian conodont faunas from Buchan and Bindi, Victoria, Australia. *Palaeontology* 30: 251-97.

Meneghini, G. 1857. Palèontologie de l'Ile de Sardaigne. In *Voiage en Sardaigne*, cur. A. La Marmora, 53-144. Turin-Paris: Imprimerie Royal.

Mossoni, A., C. Corradini & M. Pondrelli. 2013. Famennian (Late Devonian) conodonts from the Pizzul West section (Carnic Alps, Italy). *Gortania. Geologia, Paleontologia, Paletnologia* 34: 13-34.

Murphy, M.A., & J.I. Valenzuela-Ríos. 1999. *Lanea* new genus, lineage of Early Devonian, conodonts. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 37 (2-3): 321-34.

Pantanelli, D. 1882. Note microlitologiche sopra i calcari. *Memorie della Reale Accademia dei Lincei* s. 3, 12: 387-396.

Pasquarè Mariotto, F., & C. Venturini. 2019. Birth and evolution of the Paleocarnic Chain in the Southern Alps: A review. *International Journal of Earth Sciences* 108 (4): 1-24.

Pedder, A.E.H., J.A. Jackson & D.W. Ellenor. 1970. An interim account of the Middle Devonian Timor Limestone of northeastern New South Wales. *Proccedings of the Linnean Society of New South Wales* 94: 242-72.

Piras, S., L. Simonetto & C. Corradini. 2012. Wenlockian (Silurian) graptolites from "La Valute Nord" Section (Mt Zermula, Carnic Alps, Italy). *Gortania. Geologia, Paleontologia, Paletnologia* 33: 5-14.

Pirona, G.A. 1861. Cenni geognostici sul Friuli. *Annuario dell'Associazione Agraria del Friuli* 4: 259-99.

Pohler, S.M.L., C. Corradini, E. Kido, M. Pondrelli, H.-P. Schönlaub, L. Simonetto, C. Spalletta & T.J. Suttner. 2015. Spinotti Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 96-100. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Pondrelli, M., C. Corradini, M.G. Corriga, H.-P. Schönlaub, C. Spalletta, S.M.L. Pohler, A. Mossoni, L. Simonetto, T.J.Suttner, M.C. Perri, & E. Kido. 2015a. Vinz Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 113-6. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Pondrelli, M., C. Corradini, L. Simonetto, M.G. Corriga, E. Kido, A. Mossoni, C. Spalletta, T.J. Suttner & N. Carta. 2015b. Depositional evolution of a lower Paleozoic portion of the Southalpine domain: the Mt Pizzul area (Carnic Alps, Italy). *International Journal of Earth Sciences* 104: 147-78.

Pondrelli, M., H.-P. Schönlaub, C. Corradini, C. Spalletta, T.J. Suttner, E. Kido, M.C. Perri, L. Simonetto, M.G. Corriga, A. Mossoni, S. M.L. Pohler & H. Hüneke. 2015c. Hoher Trieb Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 125-8. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Sannemann, D. 1955. Beitrag zur Untergliederung des Oberdevons nach Conodonten. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 100 (3): 324-31.

Schönlaub, H.-P., & A. Ferretti. 2015a. Uqua Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 38-41. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Schönlaub, H.-P., & A. Ferretti. 2015b. Plöcken Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 42-5. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Schönlaub, H.-P., A. Ferretti, C. Corradini, M.G. Corriga, M. Pondrelli & L. Simonetto. 2015a. Nölbling Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 61-4. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Schönlaub, H.-P., & L. Simonetto L. 2015. Valbertad Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 30-3. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Schulze, R. 1968. Die Conodonten aus dem Palaozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 130 (2): 133-245.

Selli, R. 1963a. Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *Giornale di Geologia* s. 2, 30: 1-121.

Selli, R. 1963b. *Carta geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano. Scala 1:20.000*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Serpagli, E. 1967. I conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 6: 30-111.

Serpagli, E., & C. Corradini C. 1998. New taxa of *Kockelella* (Conodonta) from Late Wenlock-Ludlow (Silurian) of Sardinia. In *Sardinia Field-trip Guide-book, ECOS VII*, cur. E. Serpagli, 79-83. Giornale di Geologia s. 3, 60, Spec. Issue.

Serpagli, E., & C. Corradini C. 1999. Taxonomy and evolution of *Kockelella* (Conodonta) from Silurian of Sardinia: *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 38 (2-3): 275-98.

Serpagli, E., & A. Greco. 1965. Osservazioni preliminari su alcuni Conodonti Ordoviciani e Siluriani delle Alpi Carniche Italiane. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 32: 192-211.

Spalletta, C., M.C. Perri, M. Pondrelli, C. Corradini, A. Mossoni & H.-P. Schönlaub. 2015a. Pal Grande Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 137-40. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Spalletta, C., M. Pondrelli, C. Corradini, M.G. Corriga, M.C. Perri, H.-P. Schönlaub, L. Simonetto & A. Mossoni. 2015b. Findenig Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 129-32. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Spalletta, C., G.B. Vai & C. Venturini. 1980. II flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). *Memorie della Società Geologica Italiana* 20: 243-65.

Spalletta, C., C. Venturini, H.-P. Schönlaub & M. Pondrelli. 2015c. Hochwipfel Formation. In *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*, cur. C. Corradini & T.J. Suttner, 151-4. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 69.

Stur D. 1856. Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im Venetianischen Gebiete. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt* 7: 405-59.

Suttner, T., E. Kido, C. Corradini, M.G. Corriga. M. Pondrelli & L.Simonetto, 2017a. Late Eifelian to early Givetian conodonts of the Zuc di Malaseit Basso (ZMB) section. *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz* 23: 242-5.

Suttner, T., E. Kido, C. Corradini, S. Vodrážková, M. Pondrelli & L. Simonetto. 2017b. Conodont diversity across the Late Eifelian Kačák Episode of the southern Alpine realm (central Carnic Alps, Austria/Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 479: 34-47.

Taramelli, T. 1878. Catalogo ragionato delle rocce del Friuli. *Memorie della Reale Accademia dei Lincei*, s. 3, 1: 511-609.

Taramelli, T. 1881. *Carta Geologica del Friuli rilevata negli anni 1867-74. Scala 1:200.000*. Udine: Lit. E. Passero.

Taramelli, T. 1882. Geologia delle Provincie Venete con carte geologiche e profili. *Memorie della Reale Accademia dei Lincei* s. 3, 13: 303-536.

Taramelli, T. 1895. Osservazioni stratigrafiche sui terreni paleozoici nel versante italiano delle Alpi Carniche. *Rendiconti della Reale Accademia dei Lincei* s. 5, 4: 185-93.

Thompson, T.L. & L.D. Fellows. 1970. Stratigraphy and conodont biostratigraphy of Kinderhookian and Osagean (Lower Mississippian) rocks of southwestern Missouri and adjacent areas. Missouri. *Geological Survey and Water Resources* 45: 1-243.

Vai, G.B. 1980. Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. *Lethaia* 13: 79-91.

Valenzuela-Ríos, J.I. 1994. Conodontos del Lochkoviense y Praguiense (Devónico inferior) del Pirineo Central Espanol. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza* 5: 1-178.

Valenzuela-Ríos, J.I., & M.A. Murphy. 1997. A new zonation of middle Lochkovian (Lower Devonian) conodonts and evolution of *Flajsella* n. gen. (Conodonta). *Geological Society of America, Special Papers* 321: 131-44.

van Amerom, A.W.J., & H.P. Schönlaub. 1992. Pflanzenfossilien aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Österreich). *Jahrbuch der der Geologischen Bundesanstalt* 135 (1): 195-216.

Venturini, C. 1990. *Geologia delle Alpi Carniche centro orientali*. Pubblicazioni del Museo Friulano di Storia Naturale 36: 1-222.

Venturini, C., M. Pondrelli, C. Fontana, S. Del Zotto & K. Discenza. 2002. *Carta geologica delle Alpi Carniche alla scala 1:25.000, Foglio orientale*. Firenze: S.EL.CA. srl.

Vinassa de Regny, P. 1910. Rilevamento geologico della tavoletta Paluzza. *Bollettino del Regio Comitato geologico d'Italia* 41: 173-200.

Vinassa De Regny, P., & M. Gortani. 1905. Osservazioni geologiche sui dintorni di Paularo (Alpi Carniche). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 24 (1): 1-15.

Vinassa De Regny, P., & M. Gortani. 1905. Nuove ricerche sul Nucleo centrale delle Alpi Carniche. *Rendiconti della Reale Accademia dei Lincei, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali* s. 5, 17: 603-12

Walliser, O. H. 1964. Conodonten des Silurs. *Abhandlungen hessisches Landesamt für Bodenforschung* 41: 1-106.

Wittekindt, H. 1965. Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen* 9: 621-46.

Ziegler, W. 1960. Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider sattels (Rheinisches Schiefergebirge). *Palaontologische Zeitschrift* 34 (2): 169-201.

Ziegler, W. 1966. Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen* 9: 647-76.

Ziegler, W. & G. Klapper. 1976. Systematic paleontology. In *Redefinition and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle-?Upper Devonian in Europe and North America*, cur. W. Ziegler, G. Klapper & J.G. Johnson, 109-40. Geologica et Palaeontologica 10.

Ziegler, W., G. Klapper & M. Lindström. 1964. The validity of the name *Polygnathus* (Conodonta, Devonian and Lower Carboniferous). *Journal of Paleontology* 38: 421-4.

Authors' addresses - Indirizzi degli Autori:
- Carlo Corradini
  Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università di Trieste
  via Weiss 2, I-34128 TRIESTE
  e-mail: ccorradini@units.it
- Monica Pondrelli
  IRSPS, Università d'Annunzio
  viale Pindaro 42, I-65127 PESCARA
  e-mail: monica.pondrelli@unich.it
- Luca Simonetto
  Museo Friulano di Storia Naturale
  Via Sabbadini 22-32, I-33100 UDINE
  e-mail: luca.simonetto@comune.udine.it
- Maria G. Corriga
  Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche
  Università di Cagliari, Cittadella Universitaria (Blocco A)
  SS.554 bivio per Sestu, I-09042 MONSERRATO (CA)
  e-mail: corrigamaria@hotmail.it

GORTANIA
Geologia, Paleontologia, Paletnologia 42 (2020) 25-36 Udine, 28.XII.2020 ISSN: 2038-0410

Giulia Giorgetti
Luca Gasperini
Giuseppe Stanghellini
Franco Corticelli
Alina Polonia

INDAGINE STRATIGRAFICA PRELIMINARE DEL LAGO DI CAVAZZO (FRIULI)

PRELIMINARY STRATIGRAPHIC STUDY OF LAKE CAVAZZO (FRIULI VENEZIA GIULIA, NE ITALY)

Riassunto breve - Il Lago di Cavazzo (o Lago dei Tre Comuni) è il lago naturale più esteso del Friuli-Venezia Giulia e rappresenta una risorsa idrica fondamentale per tutta la regione. Attraverso l'analisi stratigrafica preliminare di tre carote di sedimento prelevate dal fondale del lago, abbiamo cercato di ricostruire i cambiamenti ambientali del lago e del territorio circostante durante le ultime decadi. In assenza di datazioni assolute, la presenza di varve stagionali, anche se non troppo affidabili in un ambiente che ha perso le sue condizioni di naturalità, ci ha consentito di ottenere un riferimento cronostratigrafico per la successione degli eventi sedimentari registrati nelle carote.
Negli ultimi 60 anni, il territorio intorno alla conca lacustre ha subito varie vicissitudini, naturali e antropiche, che includono l'impatto degli scarichi di una centrale idroelettrica, la costruzione di un viadotto autostradale e il verificarsi di una sequenza sismica particolarmente distruttiva con epicentri in prossimità delle rive. Questi eventi sono registrati nei sedimenti del lago, e queste prime analisi sono suggestive di una grande potenzialità del metodo, sebbene dovranno essere confermate da dati cronologici indipendenti.
Parole chiave: Lago di Cavazzo, Stratigrafia, Geochimica, Ostracodi, Friuli, NE Italia.

Abstract - *Lake Cavazzo (or Lake of the Three Municipalities) is the largest natural lake in Friuli-Venezia Giulia (NE Italy) and represents a fundamental water resource for the whole region. Through a preliminary stratigraphic analysis of three sediment cores taken from the lake bottom, we have attempted to reconstruct environmental changes of the surrounding area during the last decades. In the absence of absolute dating, we based our interpretation on the presence of seasonal varve, although not very reliable in an environment that has lost its natural conditions. The resulting chronostratigraphic reference framework, is important to reconstruct the succession of sedimentary events as recorded in the cores stratigraphy.*
During the last 60 years, the territory around the lake basin underwent various vicissitudes, natural and anthropic, which include the effects of a hydroelectric power station, the construction of a motorway viaduct, and the occurrence of a particularly destructive seismic sequence, with epicenters near the lake shores. These first analyses, however significant and suggestive of the method potential, will have to be confirmed by independent chronological data.
Key words: *Cavazzo Lake, Stratigraphy, Geochemistry, Ostracods, Friuli, NE Italy.*

1. Introduzione

Il Lago di Cavazzo (Fig. 1), noto anche come Lago dei Tre Comuni in quanto bagna il territorio comunale di Trasaghis, Bordano e Cavazzo (in provincia di Udine), è il lago di origine naturale più esteso del Friuli Venezia Giulia.

Si tratta di un bacino intramontano originatosi nel Pleistocene Medio (Zanferrari et al. 2013), in un'area attualmente caratterizzata da una complessa storia sismica e da precipitazioni abbondanti; è inoltre esposto ad intensa pressione antropica, che ha avuto un incremento importante durante l'ultimo secolo. In questi ultimi anni, nel bacino lacustre e nel territorio circostante sono stati condotti studi multidisciplinari, principalmente a carattere ambientale, in risposta alla preoccupazione della popolazione locale che ha osservato un cambiamento significativo dell'ambiente naturale a seguito dell'installazione dell'impianto idroelettrico di Somplago, avvenuta nel 1958, sulla sponda settentrionale del lago (Aa. Vv. 1990; Benantelli et al. 2011; Franzil 2012).

L'ultimo studio del lago, in ordine di tempo, è stato condotto dall'Istituto di Scienze Marine (ISMAR) del CNR di Bologna, per mezzo di una convenzione stipulata tra l'Istituto e il comune di Trasaghis, che ha incluso un rilievo geologico-geofisico del fondale lacustre e il prelievo di campioni di sedimento (Gasperini et al. 2015).

In questo articolo proponiamo una prima ricostruzione dell'evoluzione ambientale recente del Lago di Cavazzo basata sull'analisi sedimentologica, geochimica e micropaleontologica dei sedimenti prelevati da ISMAR in tre punti del fondale del Lago di Cavazzo.

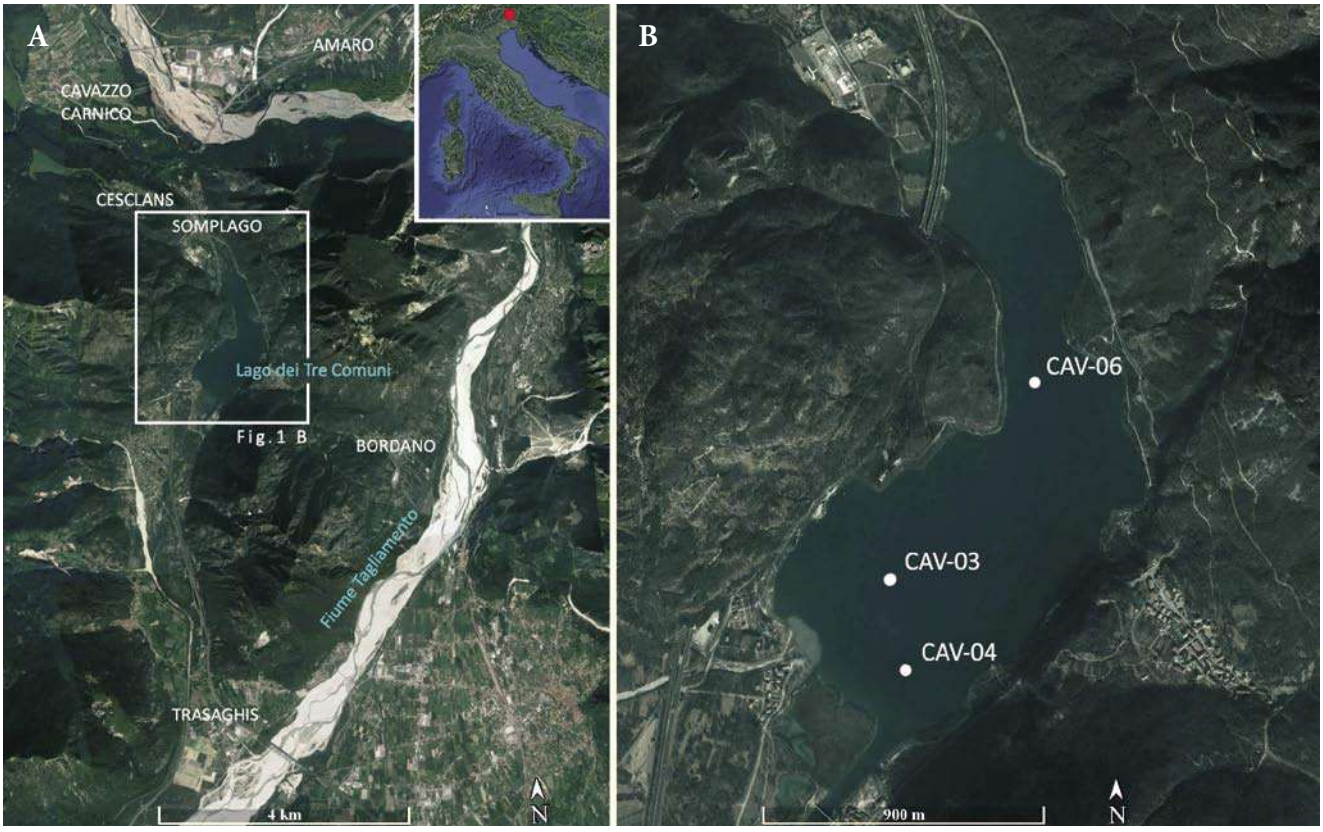


Fig. 1 - A) Veduta aerea del lago dei Tre Comuni o di Cavazzo e dell'area circostante; B) Veduta aerea del lago mostrante la collocazione delle carote di sedimento esaminate in questo studio. (Immagini Google Earth).
- *A) Aerial view of the Tre Comuni Lake, or Cavazzo Lake, and the surrounding area; B) Aerial view of the Lake, displaying the locations of the sediment cores analysed in this study. (Aerial view by Google Earth).*

1.1 Inquadramento geografico e geologico

Collocato ad un'altitudine di 195 m s.l.m., il Lago di Cavazzo ha una forma irregolare, allungata in direzione nord-sud per una estensione massima di circa 2,5 km. Il bacino raggiunge la profondità di 40 m in corrispondenza di una strozzatura collocata nella zona centrale, che mostra la distanza minima tra le ripide rive orientale e occidentale (Fig. 1 B). Le aree in prossimità delle rive settentrionali e meridionali, le più esposte alla pressione antropica (Sgobino 1987), sono invece caratterizzate da pendii poco acclivi, che permettono la crescita e preservazione di aree umide intensamente vegetate. La zona meridionale, in particolare, è interessata dalla presenza di tipiche alghe lacustri dette macrofite, che colonizzano il fondale sommerso fino a circa 10 metri di profondità (Aa. Vv. 1990; Colizza et al. 1990).

Dal punto di vista geologico, il substrato che costituisce i rilievi in prossimità del lago è formato principalmente da calcari e dolomie di età Triassico-Cretacica (Dolomia Principale, Calcari di Dachstein, Formazione di Monte Zugna). Le rive settentrionali e meridionali sono interessate dalla presenza di unità di origine fluviale e fluvio-glaciale, a nord, e da depositi paludosi, a sud, la cui origine risale al Pleistocene. I depositi di versante collocati lungo le rive orientali e occidentali risalgono allo stesso periodo di formazione (Zanferrari et al. 2013).

Il Lago di Cavazzo ha origine glaciale, e occupa una paleo-valle del fiume Tagliamento. Si tratta di una origine simile a quella di gran parte delle valli alpine e prealpine, modellate e scavate dai cicli di avanzata e ritiro dei ghiacciai durante il Pleistocene. Una frana verificatasi nei pressi dell'attuale Cesclans (Ud) nel Pleistocene medio ha bloccato lo sbocco settentrionale della valle causando l'accumulo di un corpo d'acqua. Successivamente, l'obliterazione dello spartiacque tra l'antico fiume Tagliamento e il fiume Fella, collocato nei pressi del centro di Amaro (Ud), dovuto all'avanzata glaciale, ha provocato lo spostamento del paleo-corso del Tagliamento dalla valle di Cavazzo alla posizione che occupa attualmente (Zanferrari et al. 2013).

1.2 Aspetti limnologici e idrologici

In epoca precedente alla costruzione della centrale di Somplago, il Lago di Cavazzo veniva alimentato unicamente dal Rio Schiazzasse, unico tributario a carattere permanente, e da una serie di tributari a carattere stagionale (Colizza et al. 1990), risultando quindi un corpo d'acqua relativamente isolato. Nel 1958, a seguito della messa in opera della centrale, è

stata realizzata una connessione tra il lago di Cavazzo e due bacini artificiali collocati a monte, i bacini dell'Ambiesta e di Sauris (Pironio 1989). Ciò ha determinato l'immissione costante di acque più fredde, che hanno causato un abbassamento della temperatura media e un cambiamento della naturale stratificazione delle acque (Pironio 1989).

Prima del 1958, il corpo d'acqua mostrava una stratificazione termica durante l'estate e l'inverno, ed era caratterizzato da condizioni isotermiche in autunno e primavera (Aa. Vv. 1990; Pironio 1989): fin dai primi studi era infatti definito un "lago temperato" (Marinelli 1894). L'influsso di acque fredde operato dalla centrale di Somplago ha portato ad avere una temperatura di 6-7°C durante l'intero corso dell'anno (Aa. Vv. 1990; Pironio 1989). Questo valore risulta inferiore alla media delle temperature estive e superiore alla media delle temperature registrate durante l'inverno (Aa. Vv. 1990; Pironio 1989; Colizza et al. 1990). Un effetto molto importante legato alle immissioni della centrale è stato un aumento degli episodi di torbidità delle acque, con massima frequenza durante l'autunno (Aa. Vv. 1990). Inoltre, il lago subisce variazioni giornaliere di livello che raggiungono il metro, dovute alla combinazione di fattori ambientali e antropici (Ceschia & Giorgetti 1980). Attualmente, il Lago di Cavazzo può essere classificato come "bacino oligotrofico" (Aa. Vv. 1990).

La configurazione idrografica attuale del lago è dominata dalla presenza delle immissioni da parte dello scarico della Centrale di Somplago (nella riva settentrionale) e dalla presenza di un emissario artificiale realizzato in seguito alla costruzione di quest'ultima, che convoglia le acque in eccesso al torrente Leale (Pironio 1989). Da quando la centrale è entrata in attività, si è verificata una riduzione della superficie del lago, da 1,74 km^2 a 1,2 km^2 (Gasperini et al. 2015); questa variazione ha portato all'esposizione di una vasta area nei pressi della riva meridionale e di una porzione della riva settentrionale (Gasperini et al. 2015).

Tra le varie vicissitudini, naturali e antropiche, che hanno interessato in tempi recenti l'area circostante il lago, ricordiamo l'alluvione che ha colpito la Carnia (insieme ad altre aree in Italia) nel novembre del 1966, la costruzione del Viadotto di Somplago, che corre lungo la sponda nord-ovest del lago, e la crisi sismica del 1976, caratterizzata da numerose scosse di magnitudo fino a 6,5 gradi della scala Richter (Zanferrari et al. 2013), con epicentri non lontano dalla valle del Lago di Cavazzo.

Carota	coordinate Longitudine	Latitudine	profondità (m)
CAV-03	13,0700165037°	46,3268070170°	-24,80
CAV-04	13,0707736704°	46,3241830169°	-10,00
CAV-06	13,0763325040°	46,3328415174°	-40,00

Tab. I - Coordinate, espresse in gradi decimali, e profondità delle tre carote di sedimento esaminate all'interno di questo studio.
- *Coordinates (in decimal degrees) and depth of the three sediment cores analysed throughout this study.*

2. Materiali e metodi

2.1 Carote di sedimento

Le analisi stratigrafiche oggetto di questo lavoro sono state condotte su tre carote di sedimento (CAV-03, 04 e 06) prelevate durante una campagna geologico-geofisica effettuata dal CNR-ISMAR di Bologna a maggio 2015 (Gasperini et al. 2015). Le carote sono state ottenute in tre siti diversi (Fig. 1B), scelti sulla base di una analisi preliminare dei dati geofisici, mediante un carotiere a gravità con diametro di 6 cm di tipo *sediment-water interface*, che permette di lasciare indisturbata l'interfaccia acqua-sedimento. Le carote hanno lunghezza variabile tra 42 e 64 cm. e sono state prelevate a profondità variabile tra 10 e 40 metri (Tab. I). La successione stratigrafica osservata nelle carote è stata descritta in primo luogo tramite una analisi visiva, tenendo conto del colore del sedimento, della granulometria, della consistenza e delle strutture sedimentarie. Le carote mostrano una laminazione data dall'alternanza di livelli chiari e scuri, particolarmente evidente in CAV-03 e CAV-06. Tale laminazione è riconducibile alle variazioni stagionali tipiche di ambiente lacustre (varve), in cui la successione di un livello chiaro e uno scuro costituisce l'intervallo corrispondente ad un anno; sulla base del colore e del numero delle lamine è stato possibile effettuare una ricostruzione cronologica che ha permesso di ipotizzare un intervallo temporale di deposizione dei sedimenti presenti nelle carote.

2.2 Osservazioni di campioni con stereo-microscopio

Sono stati prelevati 51 campioni di sedimento dalle carote per osservazioni allo stereo-microscopio. In particolare, sono stati analizzati 9 campioni da CAV-03, 20 da CAV-04 e 22 da CAV-06, considerati significativi dell'intera successione stratigrafica sulla base della prima analisi visiva.

La carota CAV-03 è stata campionata esclusivamente per le analisi composizionali, mentre i campioni di CAV-04 e CAV-06 sono stati utilizzati anche per analisi geochimiche non distruttive.

Per preparare i campioni all'osservazione, è stata applicata la procedura standard per le analisi micropaleontologiche: tutti i campioni sono stati essiccati in forno alla temperatura di 50°C per 24 ore e successivamente pesati. In un secondo momento, i campioni sono stati immersi per 24 ore in acqua demineralizzata,

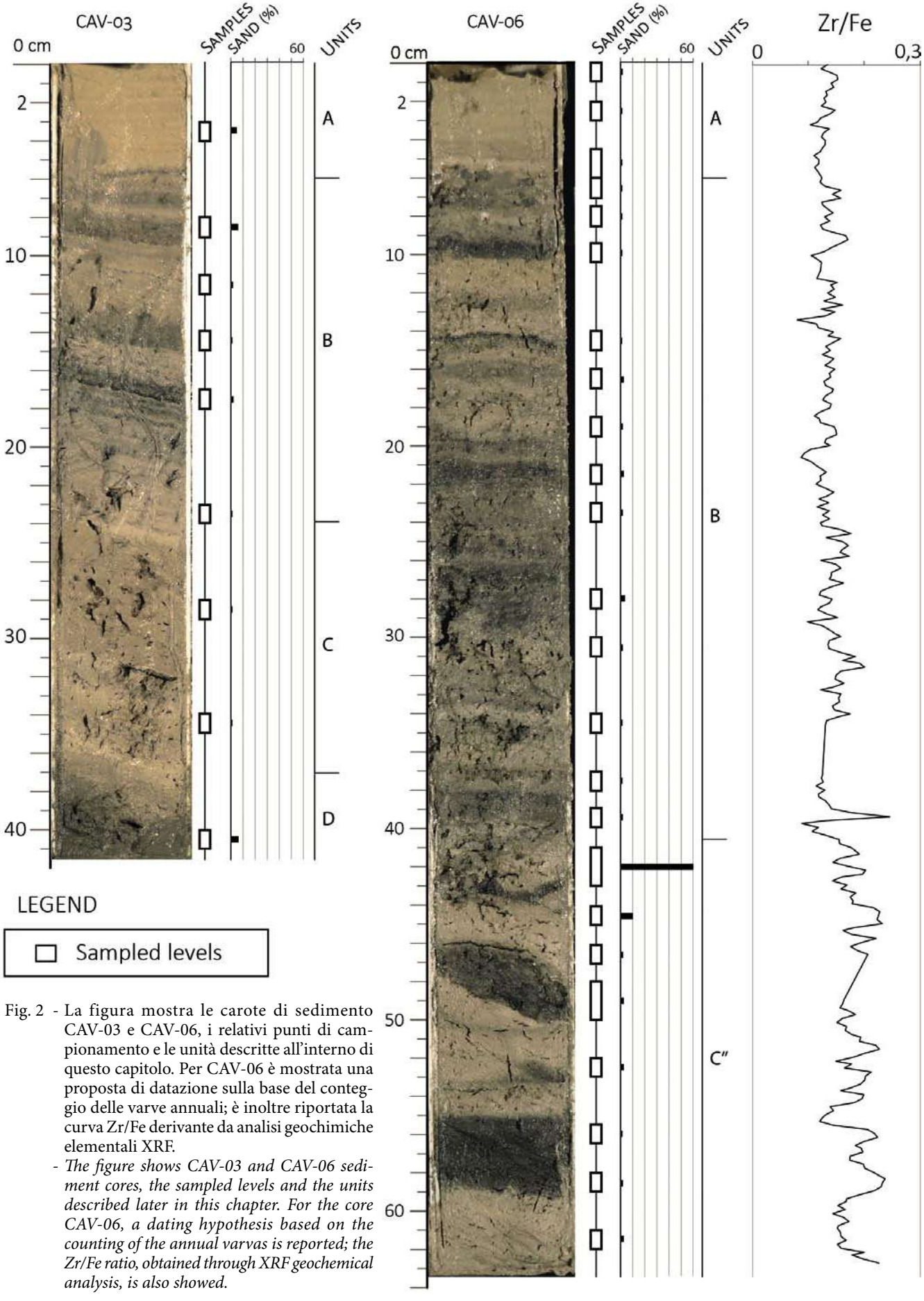


Fig. 2 - La figura mostra le carote di sedimento CAV-03 e CAV-06, i relativi punti di campionamento e le unità descritte all'interno di questo capitolo. Per CAV-06 è mostrata una proposta di datazione sulla base del conteggio delle varve annuali; è inoltre riportata la curva Zr/Fe derivante da analisi geochimiche elementali XRF.

- *The figure shows CAV-03 and CAV-06 sediment cores, the sampled levels and the units described later in this chapter. For the core CAV-06, a dating hypothesis based on the counting of the annual varvas is reported; the Zr/Fe ratio, obtained through XRF geochemical analysis, is also showed.*

al fine di favorire il setacciamento a umido con maglie a 63 μm. Il residuo di ogni campione è stato filtrato, seccato in forno a 50°C per circa 5 ore, pesato e inserito in appositi sacchetti di polietilene.

L'analisi qualitativa dei campioni è stata eseguita seguendo lo schema qui riportato, che include le caratteristiche e gli accessori più comuni tipicamente presenti nei campioni di sedimento lacustre:

i) colore (della lamina in carota e del residuo setacciato);
ii) presenza e natura dei clasti;
iii) accessori vegetazionali (frustoli vegetali, frammenti di corteccia, frammenti di foglie, frammenti di alghe, oospore);
iv) *thanatocenosi* (frammenti di gusci, gusci di molluschi, valve di ostracodi).

Gli ostracodi sono crostacei dotati di un esoscheletro composto da due valve articolate. Sono diffusi in ambienti a differenti salinità ed è possibile, quindi, trovare le valve all'interno della colonna di sedimento, in quanto costituiscono un elemento delle comunità bentoniche di mari, ambienti paralici e corpi di acqua dolce continentali. A seconda della specie, possono condurre stili di vita differenti, quindi fornire informazioni sulle condizioni esistenti sul fondale al momento della sedimentazione.

Le valve rinvenute hanno permesso una classificazione fino al genere o, in alcuni casi, fino alla specie, attraverso il riconoscimento della loro morfologia; si è tenuto conto del profilo delle valve, dell'ornamentazione del carapace, della forma dei vestiboli e delle impronte muscolari, quando visibili. La classificazione è stata operata sulla base della guida sugli ostracodi di acqua dolce britannici (Henderson 2002) e sull'analisi degli ostracodi presenti in Friuli Venezia Giulia (Pieri 2009), anche se, come mostrato nel lavoro di Mazzini et al. (2014), sul genere *Ilyocypris* l'analisi delle valve può non essere sufficiente per definire le specie. Gusci e opercoli di molluschi gasteropodi sono stati classificati sulla base delle informazioni riportate da Benantelli et al. (2011). I fusti di alghe bentoniche, le oospore da loro prodotte e le precipitazioni carbonatiche derivanti dalla loro attività biologica sono stati riconosciuti e classificati tramite il libro "Il lago di Cavazzo e la sua valle" (Aa. Vv. 1990), il manuale "The physiology of Characean cells" (Beilby & Casanova 2014) e il lavoro di Apolinarska et al. (2011).

2.3 Analisi granulometriche

Mediante i pesi dei 51 campioni ottenuti durante la setacciatura a umido descritta nel paragrafo precedente è stato ricavato il contenuto in sabbia sotto forma di percentuale:

$$\text{\% sabbia} = \frac{\text{peso netto frazione sabbiosa}}{\text{peso netto totale}} \times 100$$

Inoltre, durante le operazioni di campionatura, sono state effettuate osservazioni granulometriche speditive dal punto di vista tattile.

2.4 Analisi SEM-EDS

Il SEM (*Scanning Electron Microscope*) modello Zeiss EVO LS10 SEM EDS è stato utilizzato presso l'Istituto di Microelettronica e Microsistemi del CNR di Bologna (IMM) per condurre osservazioni di dettaglio sui principali elementi accessori individuati tramite lo stereoscopio.

È stata acquisita una fotografia panoramica relativa alle valve di ogni specie di ostracode precedentemente identificato, ponendo particolare attenzione alle impronte muscolari; sono state inoltre realizzate fotografie di elementi di interesse quali resti di alghe, oospore e clasti carbonatici. Su questi ultimi sono state condotte analisi geochimiche elementali (X-ray EDS spectrometer) per determinarne la composizione.

2.5 Analisi geochimiche elementali XRF

La composizione chimica del sedimento è stata ottenuta usando un core-scanner Avaatech XRF con una risoluzione di 1 cm per le carote CAV-04 e CAV-06. Le analisi sono state eseguite utilizzando tre impostazioni strumentali a 10, 30 e 50 kV. Questo metodo consente un'analisi semi-quantitativa del contenuto degli elementi analizzati.

3. Risultati

3.1 Analisi stratigrafiche

Sulla base delle caratteristiche analizzate, la successione stratigrafica osservata all'interno delle tre carote è stata suddivisa in una serie di unità, definite come: A, B, C, C', C", D, D'.

La sommità di tutte e tre le carote è costituita da una unità recente (unità-A), generalmente chiara, con percentuale sabbiosa inferiore al 10%, finemente laminata e di spessore variabile, da circa 6 cm in CAV-03 e CAV-06, a meno di un centimetro in CAV-04 (Figg. 2 e 3). Al di sotto di questa unità è visibile un'alternanza di bande sub-orizzontali millimetriche o talvolta centimetriche, di colore chiaro e scuro, a granulometria prevalentemente siltoso-argillosa (unità-B, Figg. 2 e 3) che caratterizzano l'unità-B. In CAV-03, i livelli risultano clinostratificati (Fig. 2); in CAV-04 questa unità può essere suddivisa in un intervallo sommitale scuro (1-10 cm circa) e un intervallo inferiore più chiaro (10-20 cm) (Fig. 3). L'unità-B ha uno spessore di circa 15 cm in CAV-03, 20 cm in CAV-04 e di 34 cm in CAV-06 (Figg. 2 e 3).

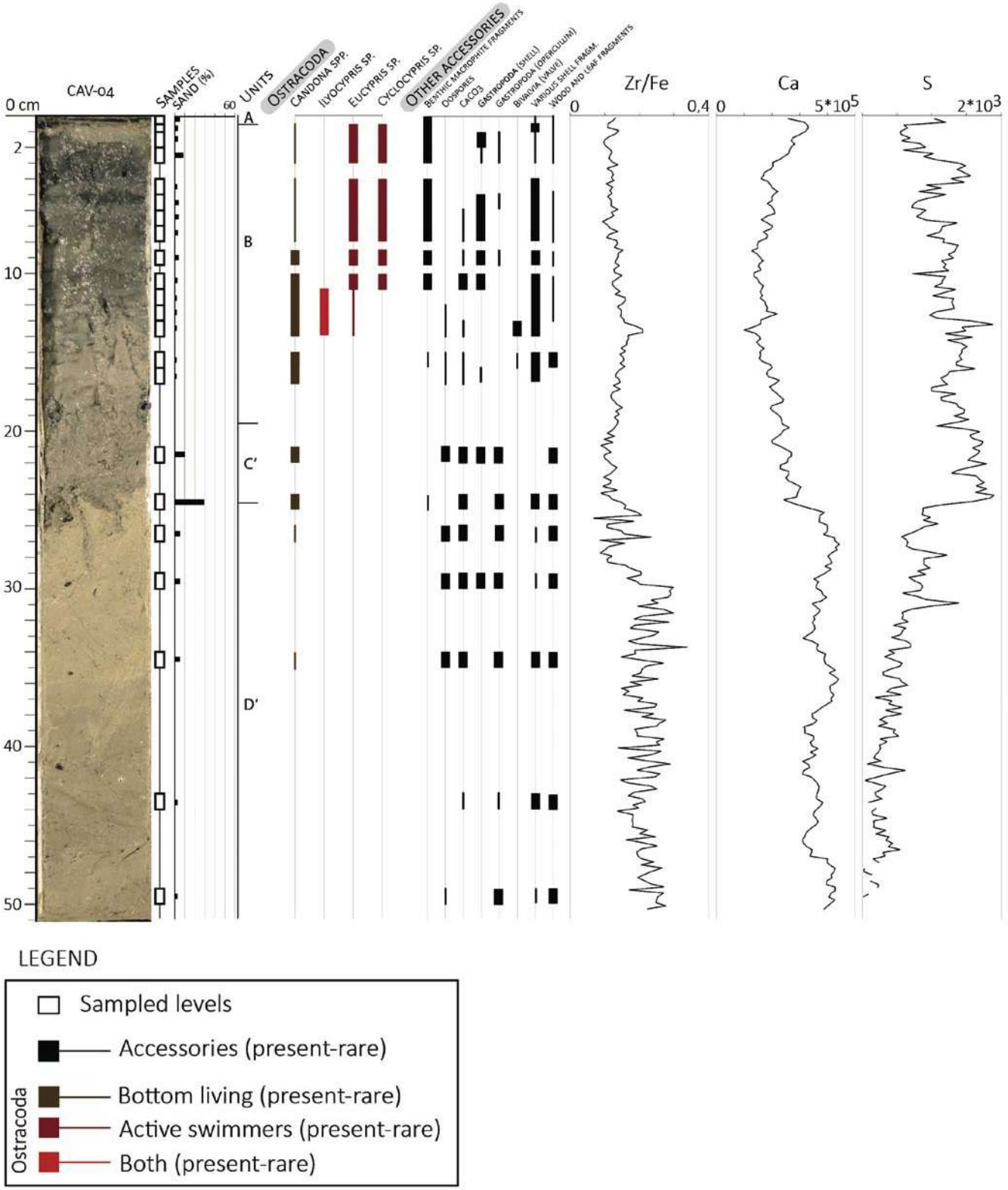


Fig. 3 - La figura mostra la carota CAV-04, i punti di campionamento e le unità descritte in seguito all'interno del capitolo. Sono inoltre riportati vari tipi di materiale accessorio osservati tramite lo stereo-microscopio e tre curve ottenute tramite analisi geochimiche.

- *The figure shows CAV-04 sediment core, the sampled levels and the units described later in this chapter. Several types of accessory material, observed through the stereo-microscope, and three geochemical parameters, are also reported.*

Al di sotto dell'unità-B, in CAV-03 si trova un'unità compatta omogenea (unità-C) caratterizzata da un colore chiaro leggermente variabile che, tra 36 e 40 cm passa gradualmente ad una unità dalla consistenza spugnosa di colore molto scuro che definiamo come unità-D (Fig. 2).

La carota CAV-04 (Fig. 3), nell'intervallo compreso tra 20 e 25 cm, mostra un'unità caotica di colore scuro caratterizzata da percentuale sabbiosa tra il 10 e il 30%, a base erosiva (unità-C') e, al di sotto, un'unità compatta di colore chiaro, priva di strutture riconoscibili e con una percentuale sabbiosa che si aggira intorno al 5% (unità-D').

La carota CAV-06 (Fig. 2) presenta, tra 40 cm e il fondo, un'unità caratterizzata da bande pluri-centimetriche fortemente irregolari e ad alto contrasto cromatico; in particolare, è visibile un picco in contenuto in sabbia (60%) a 41 cm (unità-C").

Un'alternanza di bande chiare e scure è visibile in ognuna delle tre carote; in CAV-03 e CAV-04 presentano, tuttavia, un carattere irregolare e le lamine non sono sempre distinguibili. Diverso è il caso della carota CAV-06, dove è possibile distinguere nettamente 94 lamine comprese nell'intervallo tra 0 e 41 cm. Di norma, ogni coppia di lamine rappresenta un anno di sedimentazione lacustre, quindi, in questo caso, l'intero intervallo corrisponderebbe a 47 anni; tuttavia, non è possibile escludere deviazioni da questa regolarità nella sedimentazione visto che il lago di Cavazzo è fortemente antropizzato.

3.2 Osservazioni di campioni con stereo-microscopio

Elementi di origine vegetale

All'interno dei campioni prelevati da tutte e tre le carote sono stati rinvenuti resti di origine vegetale di varia natura:

- Frammenti di legno (rami, corteccia e foglie, oltre a frammenti non identificabili);
- Frammenti di fusti di alghe macrofite bentoniche appartenenti al genere *Chara* e di altri elementi correlati alla loro attività biologica, quali oospore e frammenti di $CaCO_3$ (Fig. 4).

Nei campioni di CAV-03 sono stati riscontrati frustoli vegetali millimetrici e sub-millimetrici nella totalità dei campioni, con particolare abbondanza nei livelli 8-9 cm, 14-15 cm, 34-35 cm e 40-41 cm. In quest'ultimo intervallo sono state anche osservate oospore in buono stato di conservazione.

La carota CAV-04 presenta una maggiore diversificazione degli elementi di origine vegetale (Fig. 3). Nei campioni compresi tra 0 e 11 cm (unità-A e parte sommitale di -B) sono stati riscontrati abbondanti frammenti di fusti di alghe macrofite bentoniche, il cui stato di conservazione, come le dimensioni, decresce con la profondità: alla sommità della carota risultano frammenti pluri-millimetrici con colorazione verdastra mentre, nei campioni sottostanti, i frammenti risultano sbiancati e di dimensioni inferiori al millimetro. Frammenti lignei sono riscontrati sporadicamente a partire da 7 cm, ma risultano prevalenti all'interno dei campioni tra 22 e 50 cm (unità-C' e -D'), in particolare all'interno dell'unità-C', dove è visibile una tendenza *fining-upward* dei frammenti lignei. In prossimità della base erosiva, i frammenti raggiungono dimensioni pluri-centimetriche, mentre risultano millimetrici nell'intervallo 21-22 cm. Le oospore sono presenti nella parte inferiore dell'unità-B e all'interno delle unità -C' e -D': sono presenti in ogni campione tra 12 cm e il fondo della carota, in particolare tra 21 e 35 cm. Negli intervalli 6-11 cm e 13-44 cm compaiono, come elemento accessorio, frammenti sub-millimetrici di $CaCO_3$ associabili all'attività delle alghe; risultano abbondanti nei campioni tra 21 e 35 cm.

La quasi totalità dei campioni di CAV-06 contiene frammenti lignei e di foglie di dimensioni variabili; risultano abbondanti all'interno delle 3 unità, principalmente negli intervalli 2-6 cm (unità-A), 15-22 cm (unità-B) e 39-62 cm (unità-C").

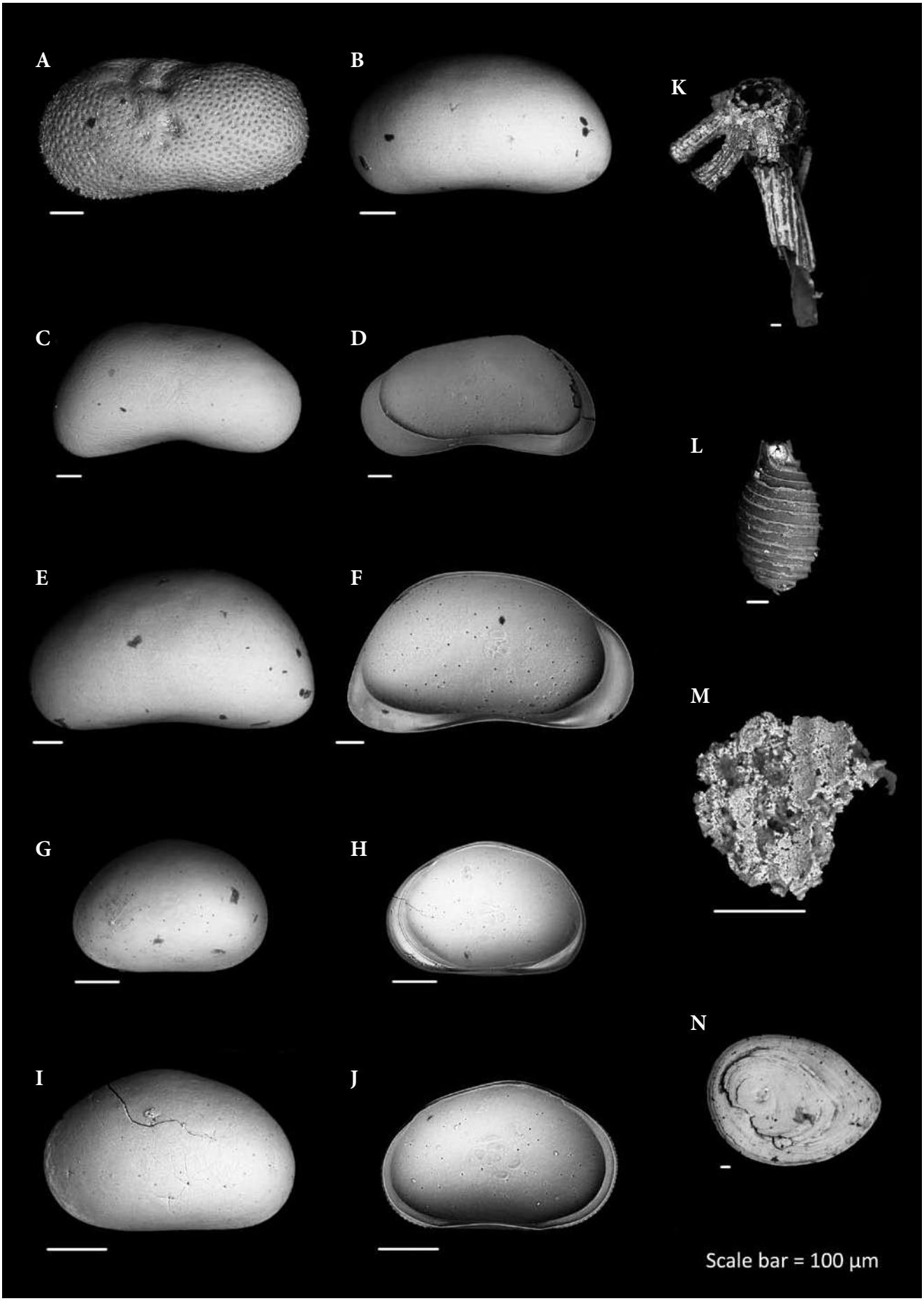
Benthos

È stata effettuata una analisi qualitativa della *thanatocenosi* tramite la classificazione delle valve e dei gusci depositatisi insieme al sedimento, ponendo particolare attenzione al loro stato di conservazione. Maggiore attenzione è stata dedicata alla classificazione di valve di ostracodi (Figg. 3 e 4); altre forme presenti risultano essere gusci e opercoli di gasteropodi (Figg. 3 e 4) e, raramente, valve di bivalvi (Fig. 3).

Ostracodi

Il fondale del Lago di Cavazzo è stato interessato dalla presenza sporadica di ostracodi. Sono stati riscontrati, negli intervalli 3-4 cm (unità-A), 8-9, 11-12 e 17-18 cm (unità-B) di CAV-03, frammenti di gusci e rarissime valve intere giovanili appartenenti al genere *Candona*; l'intervallo 40-41 cm (unità-D) è caratterizzato da maggiore presenza sia di frammenti, che di valve intere e ben conservate di esemplari appartenenti al genere *Candona* (*Candona candida* e *Candona* sp.) (Fig. 4), con dimensioni fino a circa 0,5 mm.

La carota CAV-04 presenta una maggiore diversificazione dell'associazione di acqua dolce rispetto alle altre due carote; valve intere e ben conservate sono state riscontrate soprattutto nelle unità-A e -B. Nell'unità-A e nella porzione sommitale dell'unità-B (intervallo di colore scuro, 0,5-11 cm) sono prevalenti valve appartenenti ai generi tipicamente natanti *Eucypris* e *Cyclocypris* (Fig. 4) (Henderson 2002); valve di *Candona* (*C. candida, C. neglecta, Candona* sp.) (Fig. 4), un genere che conduce uno stile di vita a contatto con il fondale, (Henderson 2002) sono presenti ma in maniera


A
B
K
C
D
L
E
F
M
G
H
N
I
J
Scale bar = 100 µm

subordinata e discontinua; queste ultime prevalgono nell'intervallo di colore chiaro 9-16 cm, dove sono state riscontrate insieme al genere *Ilyocypris* (Fig. 4) (che conduce uno stile di vita prevalentemente bentonico, come riportato da Henderson 2002), concentrato nell'intervallo 11-14 cm. Rare valve appartenenti ai generi *Cyclocypris* e *Ilyocypris* sono stata anche osservate tra 11 e 16 cm. Nelle unità -C' e -D' sono presenti rare valve di *Candona* sp. in stato di conservazione non ottimale, sbiancate e frammentate nei campioni 24-25, numerose tra 26-27 e 34-35 cm.

La distribuzione degli ostracodi in CAV-06 risulta discontinua all'interno delle tre unità, in quanto sono presenti rarissime valve di *Candona candida*, sia in buono stato di conservazione che frammentate negli intervalli 0-1, 2-3 e 39-40 cm.

Altri gusci

All'interno delle quattro unità di CAV-04 sono presenti gusci, frammenti di gusci e opercoli (Fig. 4) di molluschi di acqua dolce, in particolare gasteropodi appartenenti al genere *Bythinia*, tipico di acque debolmente correnti (Benantelli et al. 2011). Nell'intervallo 0-16 cm (unità-A e parte sommitale di -B) sono abbondanti i gusci interi e frammenti, di dimensioni variabili (da pochi millimetri a 1 cm ca.), mentre sono rari gli opercoli. Nei campioni prelevati dalle unità-C' e -D' risultano meno frequenti i gusci interi, mentre sono frequenti frammenti di gusci e opercoli pluri-millimetrici con segni di abrasione, in particolare in corrispondenza della base dell'unità-C'.

3.3 Analisi geochimiche elementali XRF

L'elaborazione di curve ottenute tramite le analisi geochimiche elementali XRF condotte su CAV-04 e CAV-06 hanno evidenziato alcune variazioni nella colonna di sedimento: il rapporto Zr/Fe, utilizzato in uno studio analogo (Rapuc et al. 2019) come indice correlato alle variazioni di granulometria, mostra, in CAV-04, una significativa differenza tra la parte superiore (0-25 cm), caratterizzata da un valore basso del rapporto Zr/Fe, e la parte inferiore (25-51 cm) dove questo rapporto è più alto (Fig. 3). È possibile osservare un andamento analogo in CAV-06, dove nell'intervallo superiore (0-41 cm) il rapporto assume un valore relativamente inferiore all'intervallo 41-64 cm (Fig. 2).

CAV-04 mostra, inoltre, un particolare andamento delle curve di Ca e S, che risulta opposto, con una inversione in corrispondenza di 25 cm (Fig. 3). La curva del Ca assume valori mediamente inferiori nell'intervallo 0-25 cm, e superiori nell'intervallo 25-51 cm; la curva di S segue un andamento opposto.

4. Evoluzione ambientale del lago

L'analisi stratigrafica effettuata sulle carote di sedimento del Lago di Cavazzo, per quanto preliminari, permettono di formulare alcune ipotesi sull'evoluzione a scala decadale della sedimentazione, che ha registrato cambiamenti dell'ambiente lacustre. Gli elementi che si sono rivelati più utili a questo scopo sono le variazioni di colore del sedimento, il contenuto in sabbia, la distribuzione degli elementi accessori e alcuni parametri geochimici, che hanno fornito una prima serie di informazioni sulle condizioni ambientali del fondale al momento della deposizione.

Le unità stratigrafiche sommitali, comuni alle tre carote (unità-A e -B), hanno caratteristiche litologiche simili ad un primo esame visivo e granulometrico; gli elementi accessori, tuttavia, differiscono a causa della collocazione del punto di prelievo all'interno del bacino.

La carota CAV-03 è stata prelevata nella porzione sud-orientale del lago, a 24,8 m di profondità, in una zona scarsamente vegetata; la carota CAV-04 è stata prelevata nella porzione meridionale, a 10 m di profondità, in corrispondenza di una zona a bassa energia idrodinamica, intensamente vegetata e occupata da alghe macrofite bentoniche. Il punto di prelievo di CAV-06 è invece collocato nei pressi del depocentro del bacino, in corrispondenza della foce di alcuni canali immissari stagionali: un contesto caratterizzato da alta energia e alto tasso di sedimentazione e che, per questo motivo,

Fig. 4 - Pagina a fianco. Fotografie dei principali elementi accessori realizzate tramite microscopio elettronico Zeiss EVO LS10 SEM EDS. A-J: gusci di ostracodi; K-N: altri materiali accessori. A) *Ilyocypris* sp., vista laterale *esterna*; B) *Candona* sp., vista laterale esterna; C) *Candona neglecta*, vista laterale esterna; D) *Candona neglecta*, vista laterale interna; E) *Candona candida*, vista laterale esterna; F) *Candona candida*, vista laterale interna; G) *Ciclocypris* sp., vista laterale esterna; H) *Cyclocypris* sp., vista laterale interna; I) *Eucypris* sp., vista laterale esterna; J) *Eucypris* sp., vista laterale interna; K) Frammento di fusto di alga macrofita bentonica appartenente al gen. *Chara*; L) Oospora di *Chara* sp.; M) Frammento di carbonato autoctono; N) Opercolo di gasteropode appartenente al gen. *Bythinia*. La barra di scala corrisponde a 100 µm.

- *Page on the left, Photos of the main accessories taken using the scanning electron microscope Zeiss EVO LS10 SEM EDS. A-J: ostracoda valves; K-N: other accessories. A)* Ilyocypris *sp., external lateral view; B)* Candona *sp., external lateral view; C)* Candona neglecta*, external lateral view; D)* Candona neglecta*, internal lateral view; E)* Candona candida*, external lateral view; F)* Candona candida*, internal lateral view; G)* Ciclocypris *sp., external lateral view; H)* Cyclocypris *sp., internal lateral view; I)* Eucypris *sp., external lateral view; J)* Eucypris *sp., internal lateral view; K)* Thallus fragment *of benthic macrophyte algae belonging to gen.* Chara*; L) Oospore of* Chara *sp.; M) Fragment of autoctonous carbonate; N) Operculum of a gastropod belonging to gen.* Bythinia*. Scale bar equals to 100 µm.*

registra una successione sedimentaria più espansa rispetto a quella osservata nelle altre due carote.

Le carote acquisite in posizioni diverse all'interno del bacino lacustre suggeriscono tassi di sedimentazione e processi sedimentari variabili all'interno dei vari domini, differenze che si riscontrano sia a livello sedimentologico, che rispetto alle osservazioni del materiale accessorio.

L'unità-A rappresenta la sedimentazione lacustre più recente (attuale). Lo spessore millimetrico delle lamine sub-orizzontali, visibili principalmente in CAV-03 e -06, suggerisce un basso tasso di sedimentazione (<0,5 cm/anno dedotto grazie alla conta delle lamine e assumendo siano varve). Il colore tendenzialmente omogeneo indica l'assenza di una netta diversificazione della sedimentazione nel bacino nel corso dell'anno. Tale unità ha spessori diversi coerentemente con la collocazione del punto di prelievo di ogni carota. La carota CAV-04, collocata in un'area laterale a bassa energia presenta uno spessore dell'unità-A pari a 1 cm, mentre in CAV-03 e CAV-06 lo spessore risulta maggiore, in quanto collocate in punti del bacino interessati da maggior energia idrodinamica.

L'unità-B, caratterizzata dall'alternanza di lamine centimetriche e millimetriche di colore chiaro e scuro, è riconducibile ad una sedimentazione fortemente influenzata dalla stagionalità e da un maggiore flusso sedimentario rispetto all'unità sovrastante.

Nel punto di prelievo di CAV-04, tuttavia, è possibile notare come le lamine siano differenziate in maniera meno netta, dando luogo ad una successione condensata; inoltre, l'unità-B della stessa carota presenta un colore più scuro nella metà superiore, che schiarisce in maniera graduale procedendo verso il basso. Grazie alla notevole presenza di resti di macrofite bentoniche nel record sedimentario in corrispondenza del tetto dell'unità-B, è possibile ipotizzare che la sedimentazione, in corrispondenza del punto di prelievo di CAV-04, fosse influenzata dalla presenza di un fitto manto vegetazionale, che coprendo il fondale ha causato un calo nel livello di ossigenazione. Un alto livello di S visibile nella curva dei dati XRF (Fig. 3) corrobora questa ipotesi. In condizioni di scarsa ossigenazione, infatti, lo zolfo tende ad accumularsi sul fondale sotto forma di solfuri. L'ipotesi di una scarsa ossigenazione, oltre che dal colore scuro del sedimento, è supportata dalla prevalenza, nei primi 11 cm, di generi di ostracodi tipicamente natanti, a discapito delle specie che vivono a stretto contatto con il fondale. Con il progressivo cambio di colore verso il basso, si nota un aumento graduale delle specie tipicamente bentoniche rispetto alle specie natanti, in corrispondenza con una diminuzione della dimensione e dell'abbondanza dei resti di alghe macrofite bentoniche. Queste ultime ricoprono, nei laghi di acqua dolce, un importante ruolo di riparo per forme di vita bentoniche, oltre a svolgere una attività di fitodepurazione rimuovendo inquinanti e nutrienti dalle acque, e contribuendo alla sedimentazione lacustre mediante il rilascio di frammenti di $CaCO_3$ precipitati lungo i fusti (Apolinarska et al. 2011; Beilby & Casanova 2014; Matsuda et al 2015). Inoltre, quanto evidenziato è in linea con le osservazioni riportate da Colizza et al. (1990), i quali riscontrano *thanatocenosi* a ostracodi più abbondanti in corrispondenza della zona vegetata lungo le sponde meridionali del lago.

Le unità sottostanti la -B presentano caratteristiche differenti a seconda della carota.

La carota CAV-03 è caratterizzata da due unità di incerta attribuzione (unità-C e -D), nelle quali non si osservano strutture sedimentarie o elementi accessori diagnostici.

Nella carota CAV-04 è visibile un deposito (unità -C') caratterizzato da base erosiva e tendenza *fining-upward* visibile sia in carota, sia tramite analisi qualitativa dei campioni allo stereo-microscopio. All'interno di -C' sono presenti vari elementi accessori che suggeriscono una mobilizzazione del sedimento ad opera di un evento ad alta energia. Infatti, questa unità, caratterizzata da granulometria maggiore, oltre a contenere frammenti lignei di dimensioni notevoli, comprende anche opercoli di gasteropodi e gusci di ostracodi danneggiati; sono presenti, inoltre, oospore e carbonati prodotti da macrofite bentoniche. Questi ultimi due elementi, in particolare, tendono a depositarsi ad una profondità maggiore rispetto a quella di area vegetata che dovrebbe caratterizzare la sedimentazione autoctona, in quanto vengono tipicamente trasportati ad opera delle correnti (Beilby & Casanova 2014). Il deposito potrebbe quindi essere riconducibile ai maggiori eventi in grado di causare una ri-mobilizzazione di sedimento in un lasso di tempo tra l'attuale e la seconda metà del 1900, cioè l'installazione della centrale di Somplago, nel 1958, l'alluvione del 1966, o le scosse di terremoto verificatesi nel 1976; è possibile che gli ultimi due eventi abbiano prodotto effetti cumulativi sui depositi formatisi in precedenza. Il terremoto, in particolare, può rappresentare un meccanismo di innesco di processi di instabilità gravitativa e frane anche in ambiente subacqueo, come dimostrato nel Mar Ionio per i maggiori terremoti italiani (Polonia et al. 2016).

L'unità-D' potrebbe risalire a un periodo precedente la messa in opera della Centrale di Somplago, quando il Lago di Cavazzo era un bacino isolato non influenzato dalle acque dell'Ambiesta e di Sauris, e il suo livello era maggiore di circa 10 m rispetto all'attuale. L'unità-D presenta caratteristiche visibilmente differenti da tutte le altre, corrispondenti a un diverso contesto ambientale, e non ha corrispondenti nelle altre carote, che probabilmente integrano un periodo di tempo inferiore. Nonostante i depositi appaiano massivi e privi di strutture sedimentarie, all'interno dei campioni sono stati riscontrati numerosi accessori, tra cui oospore,

carbonati autoctoni, valve di ostracodi e frammenti di gusci, probabilmente originatisi a profondità minore e trasportati a opera delle correnti. La rarissima presenza di ostracodi in questa unità è attribuibile alla loro tendenza a prediligere fondali a granulometria più fine, siltoso-fangosi, e zone caratterizzate da bassa energia idrodinamica (Henderson 2002). Come mostrato dal rapporto Zr/Fe, infatti, la parte inferiore di CAV-04 è caratterizzata da granulometria maggiore rispetto alla parte superiore.

L'unità basale della carota CAV-06 (unità-C") è riconducibile ad un evento ad alta energia, come suggerisce l'alta percentuale sabbiosa nei campioni a tetto e la presenza di strati inclinati e deformati e di numerosi resti lignei, oltre che da livelli con alto rapporto Zr/Fe.

Se il lago si trovasse nella sua condizione di sedimentazione originaria, un conteggio delle varve operato sulla carota CAV-06 porterebbe all'individuazione di una corrispondenza tra il livello a profondità di 41 cm e l'anno 1968. Tale cifra deriva dalla differenza tra il 2015, anno di acquisizione delle carote, meno i 47 anni corrispondenti al numero di varve osservate fino a quel livello; questo consentirebbe di ipotizzare una correlazione tra l'unità-C" e gli eventi antropici e naturali avvenuti nella regione del lago tra la fine degli anni '50 e gli anni '70. Tuttavia, resta da verificare il tenore della sedimentazione annuale in un lago fortemente interessato da modificazioni ad opera antropica come quello in esame.

La presenza di una superficie erosiva collocata a 25 cm in CAV-04, insieme all'osservazione di un deposito caotico nei centimetri immediatamente superiori, delimita una netta differenza nelle condizioni di sedimentazione del fondale. È possibile ipotizzare una correlazione tra tale superficie e l'inizio di uno degli eventi verificatisi nell'intervallo di tempo compreso tra il 1958 e il 1976. La differenza tra i sedimenti nella parte inferiore e superiore è visibile non solo attraverso le caratteristiche litologiche e granulometriche, ma anche dai parametri geochimici considerati, che subiscono una variazione netta in corrispondenza di tale profondità, visibile in particolare nella curva del Ca (Fig. 3). Nella parte inferiore ai 25 cm la curva del Ca assume valori in media superiori; successivamente, è aumentata la componente silicoclastica del sedimento e, come evidenziato dalla curva del rapporto Zr/Fe, nella porzione superiore, la componente fine risulta essere maggiore (il rapporto Zr/Fe assume valori inferiori).

5. Conclusioni e sviluppi futuri

L'analisi stratigrafica presentata in questo lavoro costituisce uno studio preliminare sui cambiamenti della sedimentazione nel Lago di Cavazzo in epoca recente, e ha lo scopo di offrire, tramite l'osservazione di caratteri sedimentologici, elementi accessori e parametri geochimici, un primo tentativo di correlazione tra i depositi osservabili in carota e alcuni dei maggiori eventi ambientali che hanno caratterizzato gli ultimi decenni della storia del lago e del territorio circostante. Alcuni di questi, come l'inizio dell'attività della centrale di Somplago e l'alluvione del 1966, sembra abbiano lasciato una traccia importante nella successione sedimentaria del bacino, che può essere utilizzata come chiave per lo studio ambientale della regione. Per avere un controllo cronostratigrafico più preciso e stabilire ulteriori parametri di correlazione tra le carote, sarà necessario effettuare datazioni radiometriche su campioni opportunamente scelti. Questo permetterà di distinguere senza ambiguità gli effetti sedimentari di eventi che hanno interessato la seconda metà del 1900 (la costruzione del viadotto, l'alluvione del 1966 e le scosse di terremoto del 1976). Inoltre, uno studio quantitativo della *thanatocenosi* a ostracodi ha il potenziale di definire parametri ecologici che caratterizzavano il bacino prima dei significativi recenti impatti. Dobbiamo infine sottolineare come le ipotesi di correlazioni cronostratigrafiche siano basate attualmente solo sul conteggio delle varve stagionali che, in un ambiente fortemente antropizzato, presenta ampi margini di errore. Per questo, concludiamo definendo questo studio "preliminare", in attesa di un inquadramento cronologico più affidabile che potrà venire solo da datazioni assolute dei campioni.

Manoscritto pervenuto il 19.III.2020, accettato il 23.IX.2020.

Ringraziamenti

Si ringraziano la dott.ssa Alessandra Asioli e la dott.ssa Lucilla Capotondi, responsabili dei laboratori Rocce e Microscopia Ottica di CNR-ISMAR (sede di Bologna), presso i quali sono state svolte gran parte delle analisi presentate in questo studio. Si ringraziano le molte persone che hanno contribuito alla campagna di acquisizione dati e in particolare, Angelo Colussi, Giovanni di Gregorio e Alessandro Ricchi. Il Comune di Trasaghis e i comitati per la tutela delle acque del bacino montano del Tagliamento e per la difesa e valorizzazione del lago, hanno supportato in modo decisivo il lavoro sul campo.

Ringraziamo in particolare, in rappresentanza delle molte persone, Franceschino Barazzutti, ispiratore e coordinatore del lavoro, Augusto Picco, già sindaco di Trasaghis, che ha promosso l'iniziativa in molti modi. Augusto ci ha lasciati prematuramente durante le ultime fasi del lavoro, che dedichiamo quindi alla sua memoria di sindaco illuminato e uomo innamorato del suo territorio. Mandi Augusto!

Bibliografia

Aa. Vv. 1990. *Il lago di Cavazzo e la sua valle*. Udine: Comune di Bordano, Arti Grafiche Friulane.

Apolinarska, K., M. Pelechaty & A. Pukacz. 2011. $CaCO_3$ sedimentation by modern charophytes (Characeae): can

calcified remains and carbonate $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ record the ecological state of lakes? - a review. *Studia Limnologica et Telmatologica* 5 (2): 55-66.

Beilby, M.J., & M.T. Casanova. 2014. *The Physiology of Characean Cells*. Berlino: Springer-Verlag.

Benantelli, F., T. Busatto, C. Comoglio, G. La Piana, G. Maio, E. Marconato, E. Pizzul, S. Salviati, M. Tommasella & P. Vezza. 2011. *Progetto impianto idroelettrico di Somplago (UD). Risultati indagine conoscitiva preliminare*. Politecnico di Torino, Università degli Studi di Trieste, Aquaprogram s.r.l.

Ceschia, G., & G. Giorgetti. 1980. *Studio-ricerca sul Lago di Cavazzo e su alcuni corsi d'acqua del suo bacino idrografico*. Udine: Comunità Montana del Gemonese.

Colizza, E., G. P. Fanzutti, R. Melis, S. Polano & N. Pugliese. 1990. Primi risultati sui sedimenti e sulle Ostracofaune del lago di Cavazzo o dei Tre Comuni (Udine). 1990. *Atti Tavola Rotonda "Ecologia e palentologia"*, 51-80. Monfalcone: Quaderno speciale del Museo Geologico e Palentologico di Monfalcone.

Franzil, D. 2012. *Lago, energia, ambiente. Salviamo il lago, come e perché*. https://www.peraltrestrade.it/old/download.

Gasperini, L., A. Ricchi, G. Stanghellini, F. Del Bianco, G. Di Gregorio, A. Polonia, U. Tinivella, L. Brandello, M. Grossi, F. Fanzutti, M. Giustiniani, A. Picco, A. Colussi & F. Barazzutti. 2015. *Rilievo Geologico/Geofisico del Lago di Cavazzo (o dei Tre Comuni), Friuli-Venezia Giulia*. Bologna: ISMAR-CNR Rapporto Tecnico 134.

Henderson, P.A. 2002. *Freshwater ostracods*. Lymington and Pennington: Pisces conservation Ltd.

Marinelli, O. 1894. Studi sul Lago di Cavazzo. *Bollettinodella Società Geografica Italiana*: 174-214.

Matsuda, J.T., F.A. Lansac-Toha, K. Martens, L.F. Machado Velho, R.P. Mormul & J. Higuti. 2015. Association of body size and behaviour of freshwater ostracods (Crustacea, Ostracoda) with aquatic macrophytes. *Aquatic Ecology* 49: 321-31.

Mazzini, I., E. Gliozzi, G. Rossetti & V. Pieri. 2014. The *Ilyocypris* puzzle: a multidisciplinary approach to the study of phenotypic variability. *International Review of Hydrobiology* 99: 395-408.

Pieri, V., K. Martens, F. Stoch & G. Rossetti. 2009. Distribution and ecology of non-marine ostracods (Crustacea, Ostracoda) from Friuli Venezia Giulia (NE Italy). *Journal of limnology* 68 (1): 1-15.

Pironio, P. 1989. *Condizioni fisiche del Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni*. Udine: Comune di Bordano, Arti Grafiche Friulane.

Polonia, A., H.C. Nelson, S. Romano, S.C. Vaiani, E. Colizza, G. Gasparotto, L. Gasperini. 2016. A depositional model of seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. *Marine Geology* 384: 177-98.

Rapuc, W., P. Sabatier, F. Arnaud, A. Plaumbo, A.L- Develle, J.L. Reyss, L. Augustin, E. Régnier, A. Piccin, E. Chapron, J.P. Dumoulin & U. v. Grafenstein. 2019. Holocene-long record of flood frequency in the Southern Alps (Lake Iseo, Italy) under human and climate forcing. *Global and Planetary Change* 175: 160-72.

Sgobino, F. 1987. Le origini del lago e la sua attuale situazione idraulica. In "*Obiettivo lago - Il Lago di Cavazzo o dei Tre Comuni: un patrimonio da salvare e valorizzare*". Atti del convegno tecnico-scientifico, Alesso di Trasaghis, 31-6.

Zanferrari, A., D. Masetti, G. Monegato & M.E. Poli. 2013. *Note illustrative del Foglio 049 Gemona del Friuli*. Roma: ISPRA-Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.

Indirizzi degli Autori - Authors' addresses:
- Giulia Giorgetti
- Luca Gasperini
- Giuseppe Stanghellini
- Franco Corticelli
- Alina Polonia
Istituto di Scienze Marine (ISMAR) - CNR
via Gobetti 101, I-40129 BOLOGNA
e-mail: giulia.giorgetti@studio.unibo.it

GORTANIA
Geologia, Paleontologia, Paletnologia 42 (2020) 37-53 Udine, 28.XII.2020 ISSN: 2038-0410

Saida A. Nigmatova
Bolat U. Bayshashov
Tat'yana E. Pirogova
Emmanuel M.E. Billia
Ayzhan K. Zhamangara

GEOLOGY, STRATIGRAPHY AND PALAEONTOLOGY OF THE EOCENE SHYNZHYLY LOCALITY (EASTERN KAZAKHSTAN) AND COMPARISON WITH THE CONTINENTAL EOCENE OF ITALY

GEOLOGIA, STRATIGRAFIA E PALEONTOLOGIA DEI DEPOSITI EOCENICI DI SHYNZHYLY (KAZAKHSTAN ORIENTALE) E CONFRONTO CON L'EOCENE CONTINENTALE IN ITALIA

Abstract - Thanks to its geological peculiarities, Kazakhstan turned out to be extremely rich in fossil deposits which have returned a very rich collection of finds dating from the Paleogene to the Pleistocene. In this respect one of the most important paleogenic deposits is that of Shynzhyly on the right bank of the river of the same name (formerly known as Chinzhaly) in SE Kazakhstan where an abundant Eocene fauna has been found. Previously these deposits were attributed to the Kolpak Formation (Eocene).
At least three distinct genera belonging to the Tapiroidea superfamily have been found here: *Eoletes gracili*s, *Eoletes* sp. and *Schlosseria* sp. (family Lophialetidae) and *Teleolophus medius* (family Deperetellidae). There are also remains of two primitive rhinocerotoids *Forstercooperia minuta* and *Rhodopagus* sp., of micro-mammals *(Saykanomys bohlini*, *Saykanomys* sp., *Aksyiromys dalos, Pappocricetodon kazakhstanicus, Zhungaromys gromovi*, *Zhungaromys* sp., of turtles belonging to the family Trydionidae), of bony fish of the genus *Amia* (order Amiiformes). Based on these fossils, the Shynzhyly deposits have recently been dated to the middle Eocene. Five species of carophytes (phylum Charophyta, family Characeae) have also been identified genera *Sphaerochara*, *Psilochara* and *Stephanochara*. The carophytes come from levels stratigraphically above those that have provided bone remains and therefore more recent if compared with the remaining of the fossil material. The association of Shynzhyly carophytes shows affinity with that of the Awate Formation (which emerges in the northern part of the Tarim basin in NW China; association *Stephanochara yengisuensis - Sphaerochara chinensis - Tolypella rugulosa rugulosa*) dated to the late Eocene-early Oligocene.
Finally, the deposits described are compared with the contemporary continental deposits of NE Italy: no similarities have been found between the faunal associations of the two territories.
Key words: Paleogene, Eocene, Palaeontology, Stratigraphy, Vertebrate fauna, Charophyte, Kazakhstan, NE Italy.

Riassunto breve - *Grazie alle sue peculiarità geologiche, il Kazakstan si è rivelato estremamente ricco di depositi fossiliferi che hanno restituito una ricchissima collezione di reperti databili dal Paleogene al Pleistocene. Uno dei depositi paleogenici più importanti sotto questo profilo è quello di Shynzhyly, sulla riva destra del fiume omonimo (già noto come Chinzhaly) nel SE Kazakhstan, dove è stata rinvenuta un'abbondante fauna eocenica. In precedenza questi depositi erano attribuiti alla "Formazione Kolpak" (Eocene).*
Sono stati qui rinvenuti almeno tre generi distinti appartenenti alla superfamiglia Tapiroidea: Eoletes gracilis*,* Eoletes *sp. e* Schlosseria *sp. (famiglia Lophialetidae) e* Teleolophus medius *(famiglia Deperetellidae). Sono presenti anche resti di due rinocerotoidei molto primitivi,* Forstercooperia minuta *e* Rhodopagus *sp., di micro-mammiferi (*Saykanomys bohlini, Saykanomys *sp.,* Aksyiromys dalos, Pappocricetodon kazakhstanicus, Zhungaromys gromovi, Zhungaromys *sp., di tartarughe (ordine Testudinata) appartenenti alle famiglie Trionychidae ed Emydidae, di pesci ossei del genere* Amia *(ordine Amiiformes). Sulla base di questi fossili, i depositi di Shynzhyly sono stati di recente datati all'Eocene medio. Sono anche state identificate cinque specie di carofite (phylum Charophyta, famiglia Characeae) dei generi* Sphaerochara, Psilochara *e* Stephanochara*. Le carofite provengono da livelli posti stratigraficamente al di sopra di quelli che hanno fornito resti ossei e quindi più recenti rispetto a questi ultimi. L'associazione di carofite di Shynzhyly mostra affinità con quella della Formazione Awate (che affiora nella parte settentrionale del bacino di Tarim in NW Cina; associazione* Stephanochara yengisuensis - Sphaerochara chinensis - Tolypella rugulosa rugulosa*) datata al tardo Eocene-Oligocene iniziale.*
I depositi descritti vengono infine confrontati con i coevi depositi continentali dell'Italia Nordorientale: non vi sono similitudini far le associazioni faunistiche dei due territori.
Parole chiave: *Paleogene, Eocene, Paleontologia, Stratigrafia, Fauna a vertebrati, Charophyta, Kazakhstan, Italia Nord-orientale.*

1. Introduction

The most important aspect of modern stratigraphy is the problem of correlating the stratigraphic scale based on plankton (planktonic foraminifers, nanoplankton, phytoplankton), benthic foraminifera, mollusks, and other invertebrates found in marine and shallow-coastal marine deposits with the continental deposits containing the remains of terrestrial plants and animals only. Kazakhstan occupies a peculiar position since within the same territory there is a junction of various Cenozoic structural and facies zones. This particular situation allows correlating marine sections of the Paleogene of the Mediterranean belt (Tethys), which covers territory of western Kazakhstan, with continental deposits of central and Eastern Kazakhstan (*Vostochno Kazakhstanskaya Oblast'* (Eastern Kazakhstan Oblast').

On the other hand, within Kazakhstan there is a transition between the Paleogene deposits that accumulate in the sub-tropical basins of southern Kazakhstan with the boreal basins of northern Kazakhstan. Therefore, the Kazakhstan Paleogene sections are fundamental for the correlation of marine and continental layers.

The grant project of the Ministry of Science and Education ARO5134621 "Comprehensive study of supporting stratigraphic sections of the Cenozoic of southeast Kazakhstan to develop an improved stratigraphic diagram of sedimentary deposits of Central Asia" is aimed at a detailed study of unique Cenozoic sections of southeastern Kazakhstan, which is rich in fossils and minerals. Such project began in the late '90s of the last century.

On southeastern Kazakhstan there are many supporting and stratotype sections representing the most complete sections containing both the upper and lower boundaries of the geological units.

The palaeontological sections with a significative palaeontological content are important for the development of stratigraphic correlations as well as objects of geological heritage that need to be studied and preserved for the future generations.

The scientific research and the consequent knowledge is needed to attract economical investment in order to exploit the mineral resource and develop the geo-tourism.

One of the most characteristic Kazakh Paleogene sections is that of the Shynzhyly River, which is located about 7-8 km north-west of the village of Kabanbai in the Almaty Oblast' (Fig. 1). The Shynzhyly locality undoubtedly represents a unique Eocene section in southeastern Kazakhstan.

2. About the studied section

The outer depressions of Northern Dzungaria are stratotypic localities for the allocation of the Paleocene and Eocene suites. The most complete section crops out in the Kolpak Depression (Fig. 2). The outcrop presents a width of 5-7 km and an extension of 72 km, breaking east of Alakol-Dzungar fault. To the south - at the foot of the Besbokan and Kara-Almaly mountains - lies the southern fault of the Kolpak Depression. This fault delimits the central part of the Shet-Tentek river valley with a series of mud volcanoes produced by the swelling of the Eocene clays.

The section which is the subject of this study is situated in the Shynzhyly riverbed near the right bank of the river within the Kolpak Depression, about 7-8 km northwest of Kabanbay village (known as Andreevka when Kazakhstan was a republic of URSS), Alakol District, Taldy-Kurgan Region, Northern Dzungarya, Almaty Oblast', southeastern Kazakhstan).

Fig. 1 - The geographical localisation of the Shynzhyly area (red square) in Eastern Kazakhstan.
- *La posizione geografica dell'area di Shynzhyly (quadratino rosso) nel Kazakistan Orientale.*

3. History of the studies

The deposits containing the Eocene fauna crops out on the right bank of a small tributary brook of the Shinzhaly river informally named "Teply" and located north of the Kabanbay village. These deposits were first reported by the geologist L.K. Didenko-Kislitsina of the Southern Kazakhstan Geological Administration in 1958 (Didenko-Kislitsina 1965). They belong to the Eocene Kolpak Formation. Didenko-Kislitsina collected fossil mammal and fish remains in 1958 and 1964. Those specimens were later determined by M.D. Biryukov, V.V. Kuznetsov, and G.D. Khisarova (Didenko-Kislitsina 1965, 1999).

During the field work carried out in 1968-69 by the staff of the palaeobiological laboratory of the Institute of Zoology of the Academy of Sciences of the Kazakh Soviet Socialist Republic [at present, National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan], further bones were collected, mainly belonging to Eocene tapiroids.

According to Didenko-Kislitsina (1965), the faunal remains collected in 1958 and 1964 came mainly from the upper part of the Kolpak Formation section. However, in the Didenko-Kislitsina's description of this section only a general analysis of the stratigraphy was provided but a faunal lists was not given.

The Cenozoic section of the area was briefly described in a volume about the geology of the northeastern part of the Dzungarian Alatau (Didenko-Kislitsina 1965). From the top to the bottom, the section is as follow:

Shynzhyly Formation - sand and gravel (upper Anthropogene, Ag_{III}-Q_{III});

Dzerzhinsk Formation - loam-boulder-pebble (upper middle Anthropogene, Ag_{II}^{2}-Q_{II}^{2});

Baskan Formation - loam-boulder-pebble (lower middle Anthropogene, Ag_{II}^{1}-Q_{II}^{1});

Koturbulak Formation - it is similar to the Baskan suite and developed in depressions on local river watersheds and on the flanks of the mountains (lower Anthropogene, Ag_{II}-Q_{I}^{2});

Khorgos Formation - small pebble-conglomerate, developed on local watersheds of rivers in the Kolpak Depression and on the northern slopes of the Saykan mountains (upper Pliocene, N_2^3);

Enbekshi Formation - represented by loam, sandy loam with interbeds of rubbles; it is analogue to the Ily Formation (lower Pliocene, N_2^{2-3});

Alakol Formation - red clay, which is layered in the lower part (upper Miocene/lower Pliocene, N_1^{2-3}+N_2^{1-2});

Aktau Formation - multicoloured-layered, gray clay occurs in the lower part (Oligocene, Pg_3). According to new data, the Aktau unit at the Aktau area is presently considered to belong to the lower Miocene (Nigmatova et al. 2018), while it was previously referred to the Oligocene/lower Miocene;

Kolpak Formation - red clay, which are layered and mottled in the lower part (middle-late Eocene, Pg_2^{2-3});

Tunkuruz Formation - ash-gray bentonite (lower-middle Eocene, Pg_2^{1-2});

Jamantin Formation - variegated clay, sands, and sandstones (Paleocene, Pg_1 ?);

The Kolpak Formation ranges 10 to 200 m in thickness. The lower part of the formation consists mainly of sand with gravel lenses. In the upper part, the sand is replaced in some places by lenses of brown and red-brown clay

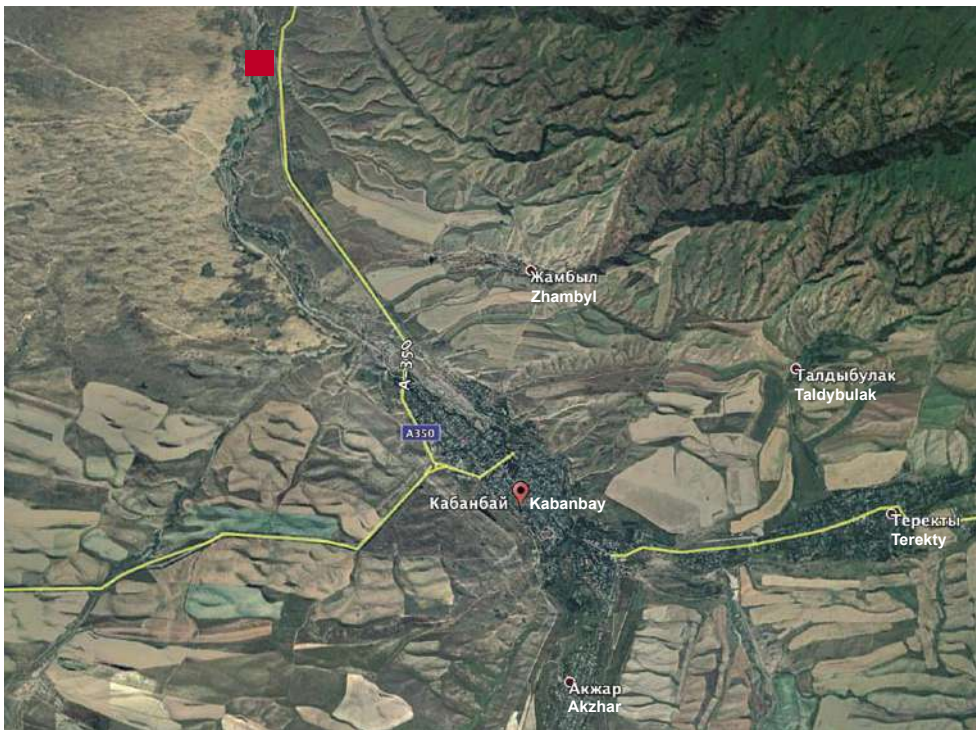


Fig 2 - Map of the Kolpak Depression with the localisation (red square) of the Shynzhyly riverbed section (from Google Earth).
- *Mappa della Depressione di Kolpalkov. Il quadratino rosso indica la posizione della sezione che affiora nell'alveo del fiume Shynzhyly.*

Fig. 3 - The Kolpak Formation on the right bank of the Shynzhyly River.
- *La Formazione di Kolpak sulla riva destra del fiume Shynzhyly.*

Fig. 4 - A panoramic view of the field work at the site near the spring of the "Teply" brook.
- *Vista generale dello scavo presso la sorgente del corso d'acqua denominato "Teply".*

Fig. 5 - A panoramic view of the site of the leaching surface near the spring of the "Teply" brook.
- *Vista generale del sito corrispondente alla superficie di dilavamento presso la sorgente del corso d'acqua denominato "Teply".*

and siltstone, in other by thin layers of green clay. The Fig. 3 shows the bone-bearing section of the Kolpak Formation along the right bank of the Shynzhyly River (in the left bank of a the "Teply" brook). The detailed descriptions of this section is reported below.

4. The palaeontological content

In Kazakhstan, vertebrate-bearing deposits of Eocene age are rare. They are mainly concentrated in the Zaysan Depression, an intramontane basin in the Eastern Kazakhstan, south-east of the Shynzhyly area, and not far from the Zaysan lake.

Thus, the Shynzhyly locality represents a unique case in southeastern Kazakhstan.

The mammalian bone remains collected by L. K. Didenko-Kislitsina in 1958 and 1964 have previously been determined by M. D. Biryukov as belonging to a tapiroid (*Schlosseria* sp.) and to a rhinocerotoid (the rhino-like *Prochyracodon* sp.), while the fish remains have been referred to *Amia* sp. by G. D. Khisarova (Khisarova in Didenko-Kislitsina 1965, 1999). The turtle remains have been referred to the Trionychidae (Kuznetsov & Chkhikvadze 1974). *Schlosseria* sp. was the first tapiroids to be found in Kazakhstan. Until that date, tapiroids had been found only in the Eocene deposits of China and Mongolia. Later, tapiroids have been discovered also in the Zaysan Depression (Eastern Kazakhstan Oblast'). As a result of the 1968-69 field work by the Palaeobiological Laboratory of the Institute of Zoology of the Academy of Sciences of Kazakhstan, further bones of tapir-like mammals were collected at the Shynzhyly locality. At first, these tapiroids were identified as *Lophialetes* sp., *Schlosseria* sp., and *Teleolophus* sp. by M. D. Biryukov (Didenko-Kislitsina 1971). Later they were described by Biryukov (1974a, 1974b) as a new genus and new species, *Eoletes gracilis* Birjukov, 1974, and a new species, *Teleolophus beliajevi* Birjukov, 1974. Several years later, a new family - Eoletidae Schoch, 1989 - was established for the first species (Prothero & Schoch, 1989). A few years later, the second species - *Teleolophus beliajevi* - was recognised to be a junior synonym of *Teleolophus medius* Matthew & Granger, 1925 (Lucas et al., 1997). A cladistic analysis performed by Lucas et al. (1997) did not find support for a clade Eoletidae because *Eoletes*, *Lophialetes* and *Schlosseria* form a trichotomy. The fish remains previously referred to *Amia* sp. by G. D. Khisarova were later attributed partly to *Amia chinzhalensis* Sytchevskaja, 1986 and partly to *Amia* sp. A part of the turtle sample was ascribed to the geoemidid *Echmatemys chingaliensis* Kuznetsov & Chkhikvadze, 1974. The remaining turtle remains were referred to indeterminate Emydidae and Trionychidae. Finally, some artiodactyl remains were assigned to *Archeomeryx* sp. (Kozhamkulova, 1974; Kuznetsov & Chkhikvadze 1974).

According to the results of the study by the 1994 Kazakh-American expedition team, the rhinoceros remains belonging to *Forstercooperia minuta* Lucas, Schoch & Manning, 1981 (probably the rhinoceros remains previously identified as *Prochyracodon* sp.), and the small mammals *Saykanomys bohlini* Dawson, 1964 (synonym of *Saykanomys chalchae* Shevyreva, 1972), *Saykanomys* sp., *Aksyiromys dalos* Shevyreva, 1984, *Pappocricetodon kazakstanicus* Emry et al., 1998, *Zhungaromys gromovi* Emry et al., 1998, and *Zhungaromys* sp. (Lucas et al. 1997; Emry et al. 1998; Tyutkova 2009) were also found. Excavations by

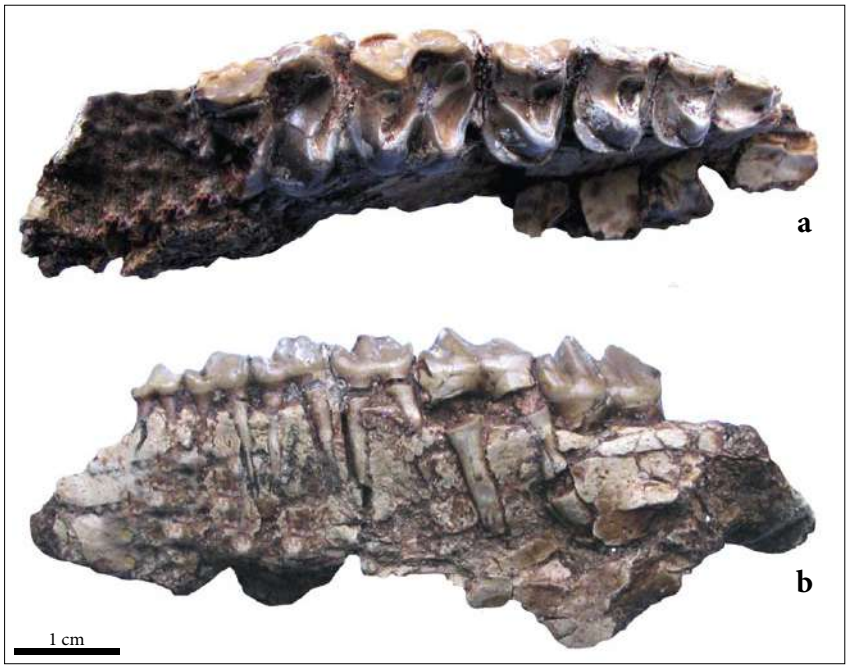


Fig. 6 - *Eoletes gracilis*; the fragment of the [1]36/2-08 upper jaw with P2 ÷ M3 teeth; a) occlusal view, b) buccal view.
- Eoletes gracilis; *frammento [1]36/2-08 di mascellare con i denti P2 ÷ M3; a) norma occlusale, b) norma buccale.*

B.U. Bayshashov and L.A. Tyutkova carried out in two sites in 2008-2009: the main site near the spring of the Teplybrook (Fig. 4; coordinates: 45°53'60.4" N - 80°34'56.2" E) and the site of the leaching surface near the spring of the Teply brook for the small mammals; (Fig. 5; coordinates: 45°53'63.5" N - 80°34'64.5" E) yielded a variety of species that added to the list of tapiroid and rodent species already found in this formation.

The comparison between the new material and that previously found revealed the presence of at least three genera belonging to the Tapiroidea including the taxa *Eoletes gracilis* (Fig. 6), *Eoletes* sp., and *Schlosseria* sp. belonging to the Lophialetidae Matthew & Granger, 1925, *Teleolophus medius* Matthew & Granger, 1925 belonging to the Deperetellidae Radinsky, 1965.

Furthermore, remains of *Rhodopagus* sp. were also recovered (Reshetov, 1975; Bayshashov & Billia 2011; Bayshashov 2012). In this context, the *Rhodopagus* Radinsky, 1965 genus as well as its systematic position deserve a separate mention.

In the past, *Rhodopagus* was classed as a tapiroid of the Lophialetidae family (Matthew & Granger 1925, 1926; Simpson 1945, *inter alios*). At that time, Zdansky (1930: 40) ascribed two lower jaw fragments to "Hyracodontidae gen. and species indet." For his part, Radinsky (1965: 207-214) when assigning *Rhodopagus* dubiously to a lophialetid tapiroid (by using the material previously described by Zdansky) did not escape the fact that Rhodopagus showed some dental characters highlighting that "peculiar upper cusp pattern of Rhodopagus ... set this genus apart from all other previously described tapiroids" (just as in Radinsky, 1965: 207). These characters were able to corroborate the thesis that *Rhodopagus* was a tapiroid with a characteristic dentition "probably due to convergence" (Radinsky, 1965: 214).

For this genus, Reshetov even established the new Rhodopagidae Reshetov, 1975 family (Reshetov 1979). A decade later, Lucas & Schoch (1981) carefully investigated the Rhodopagus dentition concluding that the genus - because of its peculiar odonto-morphological traits - must be included in the hyracodontid family (Lucas & Schoch 1981: 50) Finally, in compliance with the criteria proposed first by Lucas & Schoch (1981), Prothero & Schoch (1989), and later by McKenna & Bell (1997) *Rhodopagus* falls into the Hyracodontidae Cope, 1879 family, Rhinocerotoidea Gray, 1925 superfamily.

Taking up the topic concerning the aforementioned tapiroids (*Eoletes gracilis*, *Eoletes* sp., *Schlosseria* sp., and *Teleolophus medius*). These taxa are rarely found together at the same locality. The dating of the fossil-bearing section was based on tapiroids and rodents biostratigraphy.

In China, these genera/species are known from the middle Eocene deposits of the Arshanto, Irdin Manha and Shara Murun localities (Inner Mongolia Autonomous Region) (Matthew & Granger 1925; Radinsky 1965).

The tapiroid *Teleolophus medius* has been reported also from the early Eocene Andarak-2 locality of Kyr-

Fig. 7 - The geographical location of the middle Eocene section in the Shynzhyly riverbed. Base and top of the section (1 and 2, marked with red squares), the Shynzhyly river (left side) as well as the A-350 Kabanbay-Usharal Highway (right side) are visible (from Google Earth).
- *Localizzazione geografica della sezione (Eocene medio) dell'alveo del fiume Shynzhyly. Sono identificabili i due quadrati rossi (1 e 2) che indicano la base e il tetto della sezione, il fiume Shynzhyly (riva sinistra) e la superstrada A-350 Kabanbay-Usharal (lato destro).*

gyzstan together with *Eoletes tianshanicus* Averianov & Godinot, 2005 and the marsh rhinoceros *Sharamynodon kirghisensis* (Belyaeva, 1971) (Aver'yanov & Godinot 2005). Fossils and facies show that the southeastern part of Kazakhstan was then occupied by lakes and the climate was subtropical and humid. Tapirs dwelled the near-water environments and spent most of their time immersed in water. The bone accumulation of various tapiriforms and fishes testifies the lake-coastal landscape of territory.

Based on the archaic characters of *Eoletes*, Biryukov (1974a) suggested that the Shynzhyly deposits dated to the end of the early Eocene or to the beginning of the middle Eocene.

The hare-like and rodent mammals show affinities with the Obaylin Formation (middle Eocene) of the Zaysan Depression (Tyutkova 2009).

The fossil microflora of the Shynzhyly locality is represented by gyrogonites of charophytes. Zhamangara & Lucas (1988) identified five species of charophytes belonging to the family Characeae and the genera *Sphaerochara, Psilochara* and *Stephanochara*. Based on more detailed studies performed on the morphological and morphometric characteristics of the gyrogonites, it is now possible to revise the taxonomic status of the species of *Stephanochara*. The specimens previously referred to *Stephanochara kazakhstanica* Zhamangara & Lucas, 1988 and *Stephanochara shinzhalyensis* Zhamangara & Lucas, 1988 are currently assigned to the genus *Lychnothamnus* following a revision of this genus (Soulie-Märsche 1989).

Based on the vertebrate remains, the Shynzhyly deposits are dated to the middle Eocene. The charophytes were collected stratigraphically above the vertebrate-bearing layers; therefore, they may give a somewhat younger dating respect to the vertebrate remains. In Europe, the genus *Psilochara* appears in the *Maedleriella embergeri* zone (lower part of the early Lutetian-middle Lutetian; Riveline et al. 1996) *Sphaerochara hirmeri* (Rasky, 1945) Mädler, 1952 and *Psilochara conspicua*

Fig. 8 - A: a section of the bone layer with the indication of the bone remains location; B: rear-roots of tapiroform teeth; C: large cranial fish bones.
- *A: sezione del livello con ossa con la posizione di alcuni frammenti ossei; B: radici posteriore di denti di tapiriforme; C: osso craniale di pesce.*

Grambast, 1958 (late Eocene-early Oligocene, the north-western European basins) are known in Europe, but they are not associated in the lower Headon beds of England (Rivelinex 1986). *Lychnothamnus:* is an Eurasian genus (*Lychnothamnus stockmansii* ranges from the Upper Eocene (middle Priabonian) to the Lower Oligocene (lower Rupelian) of Asia and Europe) that appeared in the Upper Eocene and is still present.

Correlation of the Shynzhyly charophyte association indicates similarities with that of the Awate Formation of the northern part of the Tarim Basin (northwestern China) which is dated to the late Eocene-early Oligocene (Lu & Luo 1990). The charophytes from the Awate Formation of the Tarim Basin belong to the *Stephanochara yengisuensis-Spharochara chinensis-Tolypella rugulosa* association.

5. The section and its stratigraphy

In 2017-2018, studies on the Shynzhyly section were carried out. A great attention was paid for the first time to the analysis of the biofacies in order to determine the dynamic habitat conditions of biota and the mode of burial of the organic remains in the clay.

The location of the basal (red square 1) and top (red square 2) parts of the Shynzhyly section is shown in Fig. 7.

The base of the section (Fig. 7, red square 1) is located 115 m east-north-east of the Shynzhyly river bed and 200 m west of the A-350 Kabanbay-Usharal Highway. It is made of loose deposits of middle Eocene age.

The top of the section (Fig. 7, red square 2) is located 102 m south-west of the beginning one and 205 m east-north-east of the Kabanbay-Alakol Highway on the right bank of the Shynzhyly river.

A detailed description of the section is presented below, divided into two paragraphs respectively referring to the base of the section and to its top.

5.1. The base of the section

The basal part of the section is 2.59 m-thick. From the base to the top, it is subdivided into eight beds.

Bed 1. The first layer is made of dirty pinkish and spotted clay with thin veins (up to 10 mm thick) which are not parallel to bedding. These veins are located parallel to each other and filled with iron hydroxides. Rare medium-fine-grained quartz grains are found in clays. When drying the clay, shrinks, swells and breaks in small fragments. The thickness of this layer is 15-18 cm;

Bed 2. Quartz sand and bluish-gray montmorillonite clay characterise this layer. When wet, it can be easily broken with fingers becoming sticky. The color of deposits appears to be uniform. The sand is not cemented. Quartz grains are rounded, semi-rounded, or angular, having a generally elongated shape. Sand grain size ranges from coarse to fine. Within the sand, small lenses (1x2 to 2.5 cm in size) of bluish-gray clay are rarely found. Dispersed in the bed and parallel to its bedding plane, there are numerous large bone remains of the mudfish *Amia* Linnaeus, 1766 (Family Amiidae Bonaparte, 1838) (determination by G. D. Khisarova, in Didenko-Kislitsina 1965, 1999). Their opercular elements are up to 5-6 cm in size, with their convex side facing upwards. The boundary with the overlying bed is irregular, wavy. The thickness of bed 2 is 18 cm;

Bed 3. This layer is characterised by reddish-pink mudstone with elongated lenses of light olive clays. On the bedding planes, fragmentary remains of *Amia* are present. In the upper part of the bed, the reddish-pink-red clay sands contain elliptical lenses of light olive clays 0.5 x 1.0 cm and 0.5 x 0.2 cm in size. Uneven bands of reddish-pink sandy clay and pinkish-gray clay layers are also present. The vertical thicknesses of the layers of pinkish-gray clay are variable with mudstone layers whose bedding surfaces are uneven, wavy. In the upper part of the bed, among reddish-pink mudstone, irregularly rounded inclusions of pinkish clay are found, which are mostly arranged randomly. This bed is relatively well exposed along the strike and is 15 cm-thick;

Bed 4. This layer is made of bluish-gray montmorillonite clay containing rare quartz grains of medium and small size. The quartz grains are usually uneven and sometimes form small lenses (mostly 1x2-3 cm in size). The bluish-gray clay includes bone fragments of vertebrates. They are essentially small operculars and vertebrae of *Amia*. They are distributed unevenly in the bed, in the form of separate and randomly arranged clusters or just as scattered fragments. Tapiroid bones were also found in this bed. Since bones were unearthed mainly in the lower part of the bed, this has been dated as middle Eocene (Biryukov 1974a, Biryukov 1974b; Bayshashov 2012).

The sediment was burrowed by mollusks (thus, it is bioturbated), and is brick-red or dark-cherry in colour. The boundary with the underlying bed, is uneven, wavy, sometimes pocket-like.

In the upper part of the bed, there is a thin layer of dirty pink clay with irregular and rounded-angular silty inclusions with size ranging from 1x1.5 to 5x8 cm).

Along the strike, the bed gradually wedges out. The thickness of the bed 4 ranges from 30 to 65 cm.

Bed 5. This layer is characterised mainly by medium-grained quartz sand and bluish-gray montmorillonite clay (quartz sands in prevailng). Like bed 2, rare large remains of the opercular bones of amiid fishes are preserved. The remains of fish bones are mostly fragmentary. The boundary with the upper and lower

beds is uneven and wavy. The bed changes in thickness laterally and gradually wedges out. Its length is approximately 1.5 m. The surface has a curved outline. The thickness of this bed ranges from 5 to 8 cm;

Bed 6. This layer is an uneven alternation of dirty-pink clay and bluish-pinkish-gray and sandy clay. The base of the bed is composed of dirty-pink clay with admixture of quartz sand causing a change in color intensity from the bottom to the top. In other words, the color is more saturated at the base and gradually gets lighter moving toward the top (~ up to 13 cm). This bed contains skeletal remains of small-sized amiid fishes, which are arranged horizontally on the bedding surface. In some places - especially in the lower part of the bed - there are rounded nodules (size 0.5 x1 cm or less) of olive-gray unaltered clays. Above the bed, the light-pink sandy clay (which is parallel to the bedding) contains bone fragments of amiid fishes, mainly large and small opercular shields and vertebrae. The thickness of bed 6 ranges from 5 to 8 cm. Above the sands, spotty-light-pink clay with rare bone remains of amiid fishes and fragmentary remains belonging to tapiroids (isolated teeth and small bones) are confined to the lower part of the bed. Above the bed 6 there are spotty pinkish-blue and clayey sands with bone fragments of amiid fishes. The interlayer is not conituous laterally: it often breaks, and its surface is irregular. The thickness of the interlayer varies on average from 2 to 3 cm. In the clay sand, small bone fragments of amiid fishes lie horizontally along the bedding planes. The boundary with the lower and overlying layers is uneven and wavy. Moving from the bottom to the top of the bed, the colour intensity changes from light pink tones to dark pink. The thickness of this bed ranges up to 45 cm;

Bed 7. This layer is composed of brick-red clay sand with large rounded to rounded-elongated inclusions of light olive-gray clay sand (varying in sizes: 2x1.5, 3x2.5, 3x1.5, and 1x1 cm). The brick-red color is most likely secondary as there are inclusions with primary unchanged color. Quartz grains are sparse in the clay. In most inclusions, the central part is sandy with a thin clay cortex. The quartz grains of the sand are of medium and coarse size, both rounded and semi-

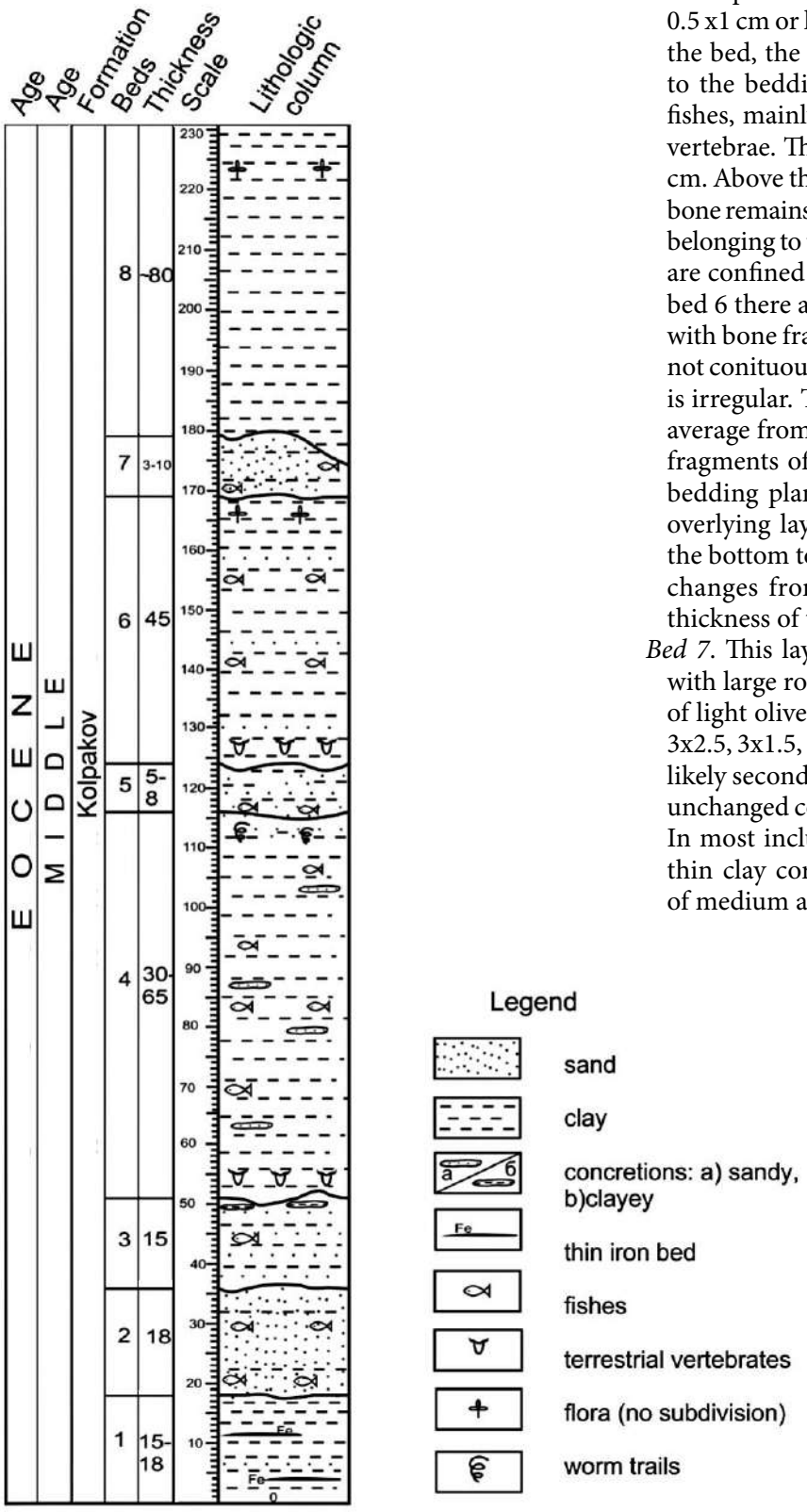


Fig. 9 - Stratigraphic column of the Shynzhyly section (drawn by P.E. Pirogova).
- *Colonna stratigrafica schematica della sezione Shynzhyly (disegno di P.E. Pirogova).*

Fig. 10 - Bed 1. A round-elongated inclusion with primary, not altered, red colour is clearly visible in the lower part of the bed.
- *Strato 1. Inclusione allungata-arrotondata con colorazione primaria, ben visibile nella parte inferiore dello strato.*

rounded. Throughout the whole bed, the skeletal remains of amiid fishes are highly fragmented, sparse within the bed, often randomly but sometimes parallel to the bedding planes. The boundary with the lower and overlying beds is uneven and wavy. The thickness of this bed along the strike is rather variable, ranging from 3 to 10 cm.

Bed 8. This last layer of the basal section is characterised by dirty clay covered with olive gray clay. Due to clay alteration processes, it is very difficult to describe this bed. In its upper part, rare spots of carbonate composition are irregularly found, but they can be clearly traced along the strike. This bed lacks bone remains. The exposed part of this bed has a thickness of 80 cm.

The stratgraphic column of the Shynzhyly section is shown in Figs 8 and 9.

5.2. The top of the section

The top of the section measures 3.43 m in thickness. From the base to the top, it is subdivided into five beds.

Bed 1. The base of this layer is covered by water till to a depth of about 1 m. The bed is composed of pink-red clay. Closer to the top of the bed, rare, large and roundly elongated inclusions of light olive-gray clay are distinctly visible along the strike (Fig. 10).

On average, their size varies between 5x5 and 3.5x4 and less centimetres. The inclusion have a rim of brick-red and dark-pink color (mainly 2-3 cm thick). These colours gradually merge with the colour of the surrounding rock (there are no clear boundaries among them). From the bottom to the top, there is a change in the colour ranging from pink to light-olive. The boundary with the overlying bed is uneven and wavy. The thickness of this bed is ~1.2 m;

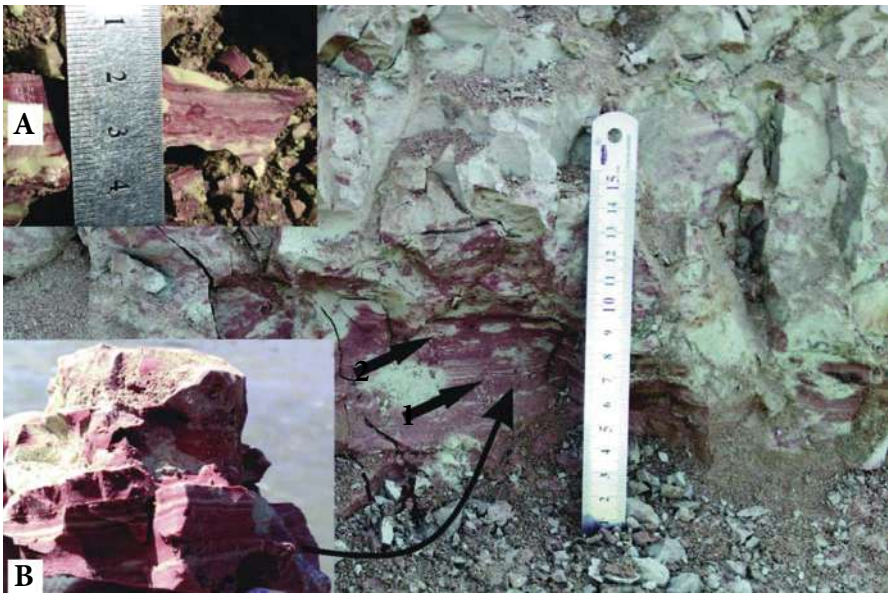


Fig. 11 - Bed 3. The layered clay in the lower part of the bed: A) partial texture disturbance and erosion in the lower part of the bed; B) layered clay fragment: the arrow shows its sampling place in the outcrop; the lenticular-elongated inclusions of light-olive clay inside the cherry-red clay.
- *Strato 3. Argille laminate nella parte inferiore dello strato: A) disturbo ed erosione parziale della laminazione nella parte inferiore dello strato; B) frammento di argilla laminata: la freccia indica il luogo campionamento nell'affioramento; inclusioni allungate lenticolari di argilla verde-oliva in argilla rosso-ciliegia.*

Bed 2. This layer is composed of light olive clay with spots of pink and light-pink clay. In places, the clay is highly fractured due to its shrinking and swelling (size of fragments varies from 2 to 5 cm). A few carbonate spots can be also observed, which are unevenly distributed within the clay. The thickness of this bed is ~60 cm;

Bed 3. This bed consists of a laminated and thin clay layers with colors ranging from dark-pink to brick-red and a prevailing thin, plane-parallel and gently wavy layering. The thickness of the laminae ranges from 1 to 3 mm. The colour of the laminae is most likely secondary. Upwards in the bed, the stratification disappears. In cherry-red clay, horizontally arranged and lenticular-elongated inclusions of light-olive clay are clearly visible (Fig. 11, B). Rare, small fragments of bones of amiid fishes were found in the layered clays. The boundary with the underlying and overlying beds is uneven and wavy. In the lower part of the bed, erosion and partial texture disturbance are observed (Fig. 11, A). There are also rare carbonate concretions, often located parallel to the bedding planes. The thickness of this bed is ~18 cm;

Bed 4. This layer is composed of pale-pink and silty clay that is highly fractured due to its shrinking and swelling. The fragments are of different sizes, from 3-5 to 10 cm or more. The thickness of this bed is 105 cm.

Bed 5. This layer is composed of medium-grained sand and spotty, light-olive clay. On the weathered surface, spots of ?gypsum or salt are clearly visible. The bed is well-traced along the flank of the right bank of the Shynzhyly river. The thickness of this bed is 40 cm.

The section is overlain by the brick-red and weathered ?Oligocene deposits.

6. The terrigenous sedimentation in the Kolpak Depression

The analysis of the composition of the sediments of the Shynzhyly section and their grain size distribution suggests that they represent lacustrine facies close to the central part of the lake. This is suggested by the absence of wave ripples on the surface between the beds as well as by the absence of coarse clastic deposits (pebbles, coarse-grained sands). In accordance with the scheme proposed by Twenhofel (1936), the composition of the sediments described above for both the basal and the top sections is confined to the inner zone of the basin. In the central part, the section is composed of coarse quartz sands, silts and montmorillonite clay (bentonite), corresponding to the hydrodynamic zonality referred to the zone below the wave base with a shallow coast (at the base of the section there is a sandy silt layer and there is no coarse clastic material). The filling of the central part of the lake is made up of clay deposits and - to a lesser extent - with sand transported into the lake by one or more rivers. It is also possible that the sediment deposition was due to collapse and erosion along the coast and transport by the currents of the river(s) to the deeper waters of the lake.

Based on the orientation of the organic remains in the sediments, we may identify the direction of the water current that transported them to the deeper parts of the lake. In field studies, it was noted that the opercular elements of the fishes are asymmetrical and conical in shape, slightly widened. In the clay beds, they have the convex side directed upward and the pointed part that is presumably parallel to the direction of the water current. Following Reinek & Singh (1981), it can be assumed that the pointed end is directed against the current flow. The tapir bones found in the clays of the beds 5 and 7 also have a directional arrangement that coincides with the direction of the water flow, as for the bed 2; it is only noted that the thinner end is directed forward and the long side is parallel to the direction of the flow. Because of the presence of small aggregates of gypsum and anhydrite in the clay and, conversely, the scarcity of organic matter in it, it can be assumed that the water of the lake was hypersaline. Clay deposits are spotty in colour: the primary colour appears to be olive-gray, whereas the secondary one (which is predominant) is reddish with different shades. This is due to the presence of iron minerals.

In the middle Eocene, the Kolpak Depression region was characterised by a basically humid and temperate-subtropical climate with abundant rainfall and an extensive development of the vegetation. Because of washout, clay sediments where transported and deposited into the sedimentation basin from adjacent areas. The wet climate of the region is also attested by the presence of coalified plant debris in the sediments of the section, i.e., the organic matter in the weakly drained sediments did not have time to decompose and was replaced by black iron sulfides, as it was observed in the bed 8 of the section along the "Teply" brook. Olive-gray (primary) color and its different shades are due to ferrous iron (Fe_2) contained in the nontronite, which formed in a reducing environment with a high content of organic matter and a low sedimentation rate.

Furthermore, small and thin (up to 2-3 cm) parallel veins of diagenetic pyrite are present in the lower part of the section (beds 1 and 2) in clay sands of the excavation on the bank of the "Teply" brook. The red colours of the deposits and its various shades contain oxide iron (Fe_3) formed in an oxidizing environment. The secondary red color of deposits and its different shades may indicate the conditions of gradual climate

change (a drying up) in the region as a whole. The iron minerals underwent secondary changes during alternating periods with abundant tropical rains and warm and dry climate, with the formation of a spotty red colour in the deposits.

Montmorillonite, the formation of which occurs only in an arid and temperate climate, is also the main mineral indicator of the arid climate of the region (Reinek & Singh 1981: 131).

Quartzite, biotite, feldspars, and other minerals typical of tuffs and volcanic rocks are found from clastic grains. This is due to weathering which, in some cases, interfere in the formation of montmorillonite clays. Usually, montmorillonite clays are the product of underwater ash alteration in marine settings, but they also occur on land in the weathering crust of the exposed primary rocks and as a product of resedimentation.

Nontronite clays are characteristic only of the weathering crust of the exposed igneous rocks. Their significant accumulations in other deposits are still unknown. A different framework is observed in the section on the right bank of the Shynzhyly river: any organic residues are practically absent in the sediments, the spotty color is also practically absent. However there is a gentle and shallow horizontal stratification consisting of red-brick and olive-gray layers with further layers of agglomeration and partial creep. It can be assumed that puffs with red clays were formed as a consequence of the introduction of currents from the adjacent upper sections into deeper ones, so that organic substances were mixed in silt in various quantities, and iron oxides could be reduced and converted to sulfate salts with a consequent loss of red colour and turning it greenish-gray colours.

In accordance with the composition of sediments and the presence of organic residues in them, it can be assumed that the deposits at the excavation site (section 1) have formed in a shallower part (there is more coarse clastic material, the layers are unstable, wedge-shaped along the strike in the lower part of the section). Otherwise, the deposits of section 2 would have formed in the deepest part of the basin (there is a gently wavy and superficial horizontal stratification, no presence of organic matter).

The selection of the beds along the sections 1 and 2 is based on their cyclical formation, which was determined during field studies. Relatively clear interlayer boundaries are noted for the different colours of each bed. The comparison with the modern conditions shows that the temperature of the river water is lower than that of the lake water and - therefore - more severe.

During precipitations, the transported detrital material was divided into fractions: the coarser and heavier one - in this case, the quartz sand - for first settled to the bottom, that light one - silts and clays - for some time remained in suspension, then precipitated. The presence of bottom currents associated with the underwater activities of the rivers can be attested by the presence of sediment agitation textures and interlayer shallow ripples which is clearly observed in the beds 5-8 of the "Teply" spring excavation.

On average, the height of the ripples varies between 2.5-3.5 cm and its length may reach 10 cm. The density currents of the underwater channels were active as also evidenced by the presence of a small quantity of sand fraction in the overlying clay deposits transported by the streams to the lower parts of the basin. Here, in the description of the section the texture features are given starting from the bed 5. Depending on the dynamics of the water flow and the organic matter washed away from the coastal part of the lake and transported to the lower parts of the basin, the following distribution can be observed: it can be assumed that - according to the data relating to the local precipitation and humidification regime - in the middle Eocene within the development of the Kolpak Depression, there was a region with a variable-humid climate possibly with a partial drying up. This is indicated by the presence of layers of well-rounded and sorted quartz sand in the terrigenous part of the section.

Moreover, the red clay is mixed with plant detritus and interspersed with carbonaceous clay in sandy-clay sediments. In addition, the presence in the region of an alternating humid climate is testified by a reduced amount of carbonate content of sandy-clay continental sediments by an increase in the amount of clay from the bottom to the top, and by an increase in iron content. Hydroxides are found in different shades of red although carbonate red-flowers are more common in a dry climate. Delta and continental facies are also present, as it attested by the charophytes and vertebral remains (fragmentary remains of fishes and tapiroids).

In the southeastern Kazakhstan depressions, the continental sedimentation dominated throughout the Paleogene. A long stage of accumulation of red and variegated sediments preceded the late Eocene.

Beginning in the Late Cretaceous, this stage continued almost to the end of the middle Eocene. It was characterised by an extremely passive tectonic regime and powerful chemical weathering. The result of these processes was the accumulation in the erosive-tectonic depressions of the Kazakh Shield (the Altay and the Tien' Shan Depressions) of a relatively thin stratum - intensively transformed by weathering - of red-variegated sediments covering a wide age range.

It is important to note that in Eastern Kazakhstan - even before the beginning of the Late Eocene - the boundary of the ancient climatic section, passing approximately between 47°-48° N, was already clearly outlined. To the north of this border - in a certain number of areas - humid kaolin motley flowers were

formed enclosing leaf prints, spores, and pollen of a moisture-loving flora.

To the south of the above mentioned boundary, typical arid montmorillonite motley flowers with gypsum and carbonates accumulate. Thus, at the beginning of the late Eocene two palaeoclimatic zones were present in Kazakhstan: an arid southern one and a humid northern one. The boundary between these zones is well-traced in the upper Eocene and lower Oligocene.

It should be noted that the Eocene-Oligocene boundary was not marked by any drastic geological changes in the Kazakh Shield as well as the adjacent mountains. At the Eocene-Oligocene boundary, no large tectonic movements are recorded. Thus, more or less large-scale activation of tectonic movements in vast areas of northwestern Asia occurred somewhat earlier, at the end of the early middle Eocene-beginning of the late Eocene. In Kazakhstan, this produced a sharp change in lithology in those areas characterised by continental sedimentation: the accumulation of kaolin varieties ceased everywhere in the wet palaeoclimate zone. During the late Eocene and under subtropical and warm climate conditions, a coloured pyritic-carbonate sequence began to deposit. Further south of this area, carbonate red layers accumulated in the arid palaeoclimate zone. During the early Paleogene, the climate separation line ran approximately in latitudinal direction within 47°-48° N.

A change in the composition from the upper Eocene deposition - coarser and more dynamic in the facies profile - to the early Oligocene one - with thinner and more persistent clay deposits - indicates a gradual decrease in the intensity of tectonic movements and the beginning of leveling of denudation areas. The progressive global cooling of the climate, which began at the end of the late Eocene, markedly increased in the early Oligocene. The spread of the Turgai temperate broadleaf flora began during the earliest Oligocene in Kazakhstan, reaching its full expression during the late Oligocene.

7. Taphonomical remarks

The biofacial analysis of sections in the area of the right bank of the Shynzhyly river is based on the presence in the section of organic remains. Charophyts apart, they are mainly represented by sparse bones referred to amiid fish and tapiroids. Bone remains are mainly found in the section of the "Teply" brook. In the section on the right bank of the Shynzhyly river, only small fragments of fish bones are occasionally found. At the base of the section along the "Teply" brook, fossil macroremains are completely absent. Higher in the section, they are unevenly distributed.

In the lower part of the section, bone fragments and large opercular bones of amiid fish are common. The middle part of the section contains tapiroid remains (small osteo-joints and teeth) as well as small fish vertebrae. In the upper part of the section, fragmentary fish vertebrae are practically absent. In the uppermost portion of this last part, a layer of indeterminate small and coalifie plant remains is exposed along the strike.

Thus, the structure of the vertebrate-bearing beds and the sedimentology of the Eocene deposits from the northwestern foothills of the Dzungarian Alatau show that lacustrine basins occupied a larger area at that time. By the end of the Eocene, the deposition of variegated and red-coloured clays increased, testifying a gradual climate drying up and a shallowing of the lakes.

Therefore, the climate and the kind of sedimentation changed at the Eocene-Oligocene boundary in Kazakhstan.

During the Oligocene, the climate became more and more arid, as evidenced by the widespread prevalence of red-coloured clays with gypsum, an increase in coarse-grained sediments and an almost complete absence of finely dispersed clays. In the Miocene and Pliocene, the colour of the rock changed to predominantly fawn. This is one of the signs of the drying out and cooling of the climate. During the Oligocene, the landscape of Kazakhstan became savannah-like as a consequence of the climate change.

8. Correlations with the Eocene of Friuli Venezia Giulia and Italy

During Eocene the current Kazakhstan area appears as an emerged land, bordered to the south by coastal and lake areas that lead to a shallow basin, predominantly terrigenous, which extends east-west, up to the Iberian area, to pass up to the deeper sea areas with carbonate platforms, witnesses of the gradual closure of the Tethysian ocean, and which extended to the current Anatolian-Balkan and Italian area.

In detail, at the edge of these "Mediterranean" marine areas, conditions similar to those described in this note have developed, in areas such as the north of today's Tunisia, France and the Iberian Peninsula, as well as emerged areas - albeit not clearly continental - are also present in part of Northern Italy.

It is interesting to compare the faunas of two sectors that until the beginning of the Mesozoic were at the northern edge of the great Tethysian Ocean, the closure of which involved, while remaining at similar latitudes, an obvious and clear differentiation in the fauna.

The Eocene of the Friuli Venezia Giulia Autonomous Region of northeastern Italy is exclusively marine and dominated by carbonate platform deposits and silicoclastic units (the basinal turbidites of the Flysch and the non-turbiditic final filling of the flysch basin) (Carulli 2006). The only evidences of terrestrial life

are scattered plant remains transported into the sea by the rivers and winds (Muscio G., pers. comm.). Therefore, correlation with continental sections of Central Asia is not directly possible. The only taxon shared by the Friulian palaeontological record with the Kazakh site here reported is the fish of Amiidae family. However, the amiid from Friuli (*Amiopsis prisca*) is Barremian (Cretaceous) in age and is preserved into marine deposits (Dalla Vecchia et al. 2008; Dalla Vecchia 2008).

In Italy, Eocene rocks of continental origin crop out in Veneto and Sardegna regions (Kotsakis et al. 2005).

The main Veneto locality is that one of the Purga di Bolca-Vegroni in the Alpone Brook valley of the Lessini Mountains in the Verona province. At the Monte Purga (near the famed village of Bolca), a section 10-20 m-thick of rocks originated in a freshwater-brackish environment crops out, which contain fossil-bearing horizons and coal seams. Barbieri & Medizza (1969) dated the volcanic neck of Monte Purga to "post-Cuisian" times, and got a radiometric age of 36 Ma (i.e., Priabonian, late Eocene). This locality yielded plants remains (including the palm trees *Eolatanites* and *Hemiphoenicites*), fresh water turtles (*Neochelys capellinii* (De Zigno, 1889) and *Trionyx* (*Amyda*) *capellinii* Negri, 1892), crocodiles (*Crocodylus vicetinus* Lioy, 1865; *Asiatosuchus*, *Hassiacosucus, Pristichampsus* and *Diplocynodon*), a snake ('*Coluber*' *ombonii*), insects and fresh water and terrestrial mollusks (e.g., *Helix damnata*, *Cyclotus obtusicosta*, *Melanopsis vicetina* and *Planorbis muzzolonicus*), but not mammals (Giusberti et al. 2014). Fossiliferous transitional deposits of 'middle' Eocene age with terrestrial plants, reptiles (small crocodiles) and invertebrates (including insects) had been found in other localities of western part of the Veneto region during the 19th century (Monte Pulli, Fosse di Novale), but unfortunately their fossil content has not been recently revised. However, a maxillar fragment of the anthracotherid *Prominatherium* cf. *dalmatinum* has been reported from Grancona locality (Vicenza) by Bona & Grandi (2014), who suggested a late Eocene age for it. The oldest Anthracotherids are from the uppermost middle Eocene of Asia (Ghezzo & Giusberti 2016), but they are not reported in the Kazakh association that is the object of this paper.

In Sardegna, Eocene mammals are known from two localities of the Sulcis area, Terras de Collu and Bacu Abis coal mine (Kotsakis et al. 2005). The first one yielded two endemic perissodactyls (*Paralophiodon sardus* and *Atalonodon monterini*) whereas the second yielded teeth of the large marsupial *Amphiperatherium* (Kotsakis et al. 2005). *Paralophiodon sardus* and *Amphiperatherium* specimens were found within coal-bearing (lignite) sections of middle Eocene age, whereas *Atalonodon monterini* is from lower Eocene marine limestones (Kotsakis et al. 2005). Although endemic species, these taxa have a European affinity (Kotsakis et al. 2005), therefore comparisons with the Kazakh mammals is not possible.

The most important locality for Paleogene mammals in northeastern Italy is that of Monteviale, near the town of Vicenza in the Veneto region. Also in this case, the specimens were found within a coal-bearing (lignite) section, which is placed in the lower Oligocene close to the Eocene-Oligocene boundary (lowermost Rupelian, MP21 Mammalian Paleogene Zone) (Kotsakis et al. 2005; Pandolfi et al. 2016; Ghezzo & Giusberti 2016).

The relatively rich mammalian association is dominated by endemic taxa, which probably lived on a short-lived volcanic island emergent from a lagoon between the land (located to north) and the coral reef (located to south) (Ghezzo & Giusberti 2016; Pandolfi et al. 2016). It includes Dugongidae, the ?pantolestan *Epapheliscus italicus* Van Valen, 1966 and ?*Pantolesta* incertae sedis, the large bats *Archaeopteropus transiens* Meschinelli, 1903, the basal rhinocerotid *Epiaceratherium bolcense* Abel, 1910, the anthracotheriid *Anthracotherium monsvialense* De Zigno, 1888, *Anthracochoerus stehlini* Dal Piaz, 1931, *Anthracochoerus fabianii* Dal Piaz, 1931 and the palaeochoerid ?*Propalaeochoerus paronae* Dal Piaz, 1930. (Pandolfi et al. 2016; Ghezzo & Giusberti 2016). The occurrence of *Epiaceratherium*, *Anthracotherium* and ?*Propalaeocherus* in the NE Italy fauna shows its affinity with late Eocene faunas of southern and western Asia. It is indicative of a land connection via an island chain between southern Europe and Asia at the beginning of the Oligocene (Pandolfi et al. 2016; Ghezzo & Giusberti 2016). However, no affinity exists with the Kazakh mammal association here described.

Reptiles are represented at Monteviale by the crocodylian *Diplocynodon* cf. *D. muelleri* (see Macaluso et al. 2019), the trionychid turtle *Trionyx italicus* von Schauroth, 1865 and the geoemydid turtle *Bergouniouxchelys vallesnerii* (Bergounioux, 1954) (Pandolfi et al. 2016; Ghezzo & Giusberti 2016). The amphibians are represented by tadpoles of the anuran *Palaeobatrachus* sp. and fish by the small osteichthyan '*Lepidocottus' papyraceous* (Agassiz, 1832) (Pandolfi et al. 2016). Also in this case, no taxa are shared with the Kazakh association here described.

Manuscript recieved on 18.V.2020, accepted on 19.VIII.2020.

Acknowledgements

The authors are very grateful to Giuseppe Muscio, Director of the Museo Friulano di Storia Naturale (Friulian Museum

of Natural History) of Udine, and the anonymous referees for reviewing the first draft of this work as well as for their comments and valuable suggestions.

References

Agassiz, L. 1832. Untersuchungen über die fossilen Süsswasser-Fische der tertiären Formationen. *Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde* 3: 129-38.

Aver'yanov, A.O., & M. Godinot. 2005. Ceratomorphs (Mammalia, Perissodactyla) from the Early Eocene Andarak-2 locality in Kyrgyzstan. *Geodiversitas* 27 (2): 221-37.

Barbieri, G., & F. Medizza. 1969. Contributo alla conoscenza geologica della regione di Bolca (Monti Lessini). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova* 27: 1-36.

Bayshashov, B.U. 2012. Novye dannye po tapiroobraznym mesto nakhozhdenya Shynzhyly [New data on the Shynzhyly tapiromorph site] [in Russian]. In *Zhivotny Mir Kazakhstana and Sopredel'nykh Territorii*). Dedicated to the 80th Anniversary of the Inst. of Zoology Almaty, 203-4.

Bayshashov, B.U., & E.M.E. Billia. 2011. Records of Tapiroidea Gray, 1825 (Mammalia, Perissodactyla) from Kazakhstan - An overview. *Acta Palaeontologica Romaniae* 7: 1-7.

Biryukov, M.D. 1974a. Novy rod semeystva Lophialetidae iz Eocena Kazakhstana [A new genus of the Lophialetidae Family from the Eocene of Kazakhstan]. In *Fauna i Flora iz Mezokaynozoya Yuzhnogo Kazakhstana*) [in Russian], cur. M.D. Biryukov, 57-73. Alma-Ata: Materialy po istorii fauny i flory Kazakhstana 6.

Biryukov, M.D. 1974b. Novy vid roda *Teleolophus* iz severnoy Dzhungarii [A new species of the *Teleolophus* genus from Northern Dzhungarya] [in Russian]. *Teriologya* 2: 78-82.

Bona, F., & F. Grandi. 2014. The geologically oldest terrestrial mammal of the Italian peninsula. *XII EAVP, Abstract book*: 30.

Carulli, G.B., 2006. *Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia. Scala 1:150.000. Note Illustrative*. Firenze: Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, S.E.L.C.A.

Dalla Vecchia, F.M. 2008. *Vertebrati fossili del Friuli - 450 milioni di anni di evoluzione.* Udine: Pubblicazioni del Museo Friulano di Storia Naturale 50.

Dalla Vecchia, F.M., Alb. Coletto & Ale. Coletto. 2008. *Amiopsis* (Amiiformes, Osteichthyes) nel Cretaceo inferiore delle Prealpi Giulie (Udine, Friuli). *Gortania. Atti Museo Friulano di Storia Naturale* 29: 29-50.

Didenko-Kislitsina, L.K. 1965. Geomorfologya, stratigrafya, kaynozoya i noveyshaya tektonika severo-vostochnoy chasti Dzhungarskogo Alatau [Geomorphology, Cenozoic stratigraphy and the latest tectonics of the north-eastern part of the Dzungarian Alatau] [in Russian]. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Yuzhnogo Kazakhstana* 3 (28): 62-91.

Didenko-Kislitsina, L.K. 1999. Kaynozoy Yugo-Vostochnogo Kazakhstana [Cenozoic of southeastern Kazakhstan] [in Russian]. In *Chast' pervaya. Fiziko-geograficheskiy ocherk. Stratigrafya Kaynozoya*. Almaty: Paleogeografya

Didenko-Kislitsina, L.K., M.D. Biryukov & R.B. Baybulatova, 1971. Novye dannye o stratigrafii paleogenovykh otlozheniy Dzhungarskogo Alatau [New data on the stratigraphy of the Paleogene deposits of the Dzungarian Alatau] [in Russian]. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Yuzhnogo Kazakhstana* 4 (29): 140-9.

Emry, R.J., L.A. Tyutkova, S.G. Lucas & B. Wang. 1998. Rodents of the Middle Eocene Shinzhaly fauna of Eastern Kazakhstan. *Journal of Vertebrate Paleontology* 18 (1): 218-27.

Giusberti, L., L. Del Favero & G. Roghi. 2014. The Purga di Bolca-Vegroni sites. In *The Bolca Fossil-Lagerstätten: A Window into the Eocene World*, cur. C.A. Papazzoni, L. Giusberti, G. Carnevale, G. Roghi, D. Bassi & R. Zorzin, 95-103. Rendiconti della Società Paleontologica Italiana 4.

Kotsakis, T., P. Argenti, G. Barisone, M. Delfino, M.R. Palombo, M. Pavia & P. Piras. 2005. Il Permo-Triassico marino - I siti minori. In *Paleontologia dei Vertebrati in Italia*, cur. L. Bonfiglio, 29-40. Verona: Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona (serie 2, Sez. Scienze della Terra) 6.

Kozhamkulova, B.S. 1974. Itogi issledovaniy iskopaemoy teriofauny yuzhnoy poloviny Kazakhstana [Research results on the fossil theriofauna of the southern half of Kazakhstan] [in Russian]. *Fauna i flora mezokaynozoya Yuzhogo-Kazakhstana:* 5-10.

Kuznetsov, V.V., & V.M. Chkhikvadze. 1974. Eotsenovye presnovodnye cherepakhi iz mestonakhozhdenya Chinzhaly (Yuzhny Kazakhstan) [Eocene freshwater turtles from the Chinzhaly site (Southern Kazakhstan)] [in Russian]. *Soobshchenya AN Gruz. SSSR* 1: 209-12.

Lu, H., & Q. Luo. 1990. *Fossil charophytes from the Tarim Basin, Xinjiang. Series on Stratigraphy and Palaeontology of Oil and Gas bearing areas in China*. Beijing: Science and Technical Documents Publishing House.

Lucas, S.G., & R.M. Schoch. 1981. The systematics of *Rhodopagus*, a Late Eocene hyracodontid (Perissodactyla: Rhinocerotoidea) from China. *Bulletin of the Geological Institute of Uppsala* 9: 43-50.

Lucas, S.G., R.M. Schoch & E. Manning. 1981. The systematics of *Forstercooperia*, a Middle to Late Eocene Hyracodontid (Perissodactyla, Rhinocerotoidea) from Asia and western North America. *Journal of Paleontology* 55 (4): 826-41.

Lucas, S.G., R.J. Emry & B.U. Bayshashov. 1997. Eocene Perissodactyla from the Shinzhaly River, Eastern Kazakhstan. *Journal of Vertebrate Paleontology* 17 (1): 235-46.

Macaluso, L., E. Jeremy Martin, L. Del Favero & M. Delfino. 2019. Revision of the crocodilians from the Oligocene of Monteviale, Italy, and the diversity of European eusuchians across the Eocene-Oligocene boundary. *Journal of Vertebrate Paleontology* 39 (2): e1601098.

Matthew, W.D., & W. Granger, 1925. The smaller Perissodactyla of the Irdin Manha formation, Eocene of Mongolia. *American Museum Novitates* 199 (23): 1-9.

Matthew, W.D., & W. Granger. 1926. Two new perissodactyls from the Arshanto Eocene of Mongolia. *American Museum Novitates* 208: 1-5.

McKenna, M.C., & S.K. Bell. 1997. *Classification of Mammals above the Species Level*. New York: Columbia University Press.

Nigmatova, S.A., B.U. Bayshashov, A.K. Zhamangara, S.G. Lucas, K.O. Bayadilov & A. Kasymkhankyzy. 2018.

The new data on biostratigraphy of the basic Geological section of the continental Cenozoic deposits of Aktau mountains (southeastern Kazakhstan, Ily basin). *News of the Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan - Series of Geology and Technical Sciences* 5 (431): 150-62.

Pandolfi, L., G. Carnevale, L. Costeur, L. Del Favero, M.G. Fornasiero, E. Ghezzo, L. Maiorino, P. Mietto, P. Piras, L. Rook, G. Sansalone & T. Kotsakis. 2016. Reassessing the earliest Oligocene vertebrate assemblage of Monteviale (Vicenza, Italy). *Journal of Systematic Palaeontology* 15 (1): 83-127.

Prothero, D.R. & R.M. Schoch. 1989. Classification of the Perissodactyla. In *The Evolution of Perissodactyls*, cur. D.R. Prothero, 530-7. New York/London: Clarendon/Oxford Univ. Press.

Radinsky, L.B. 1965. Early Tertiary Tapiroidea of Asia. *Bulletin of the American Museum of Natural History* 129: 181-264.

Riveline, J. 1986. *Les Charophytes du Paléogène et du Miocène Inférieur d'Europe Occidentale*. Paris: Chaiers de Paléontologie, ed. CNRS.

Riveline, J., J.-P. Berger, M. Feist, C. Martín-Closas, M. Schudack & I. Soulié-Märsche. 1996. European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167 (3): 437-68.

Reshetov, V.YU. 1979. Rannetretichnye tapiroobraznye Mongolii i SSSR [Early Tertiary Tapiroids of Mongolia and USSR] [in Russian]. *Trudy SSMPE (Sovmestnaya Sovetsko-Mongol'skaya Paleontologicheskaya Ekspedizya)* 11: 1-144.

Reinek, H.E., & I.B. Singh. 1981. *Obstanovki terrigenogo osadkonakoplenya* [Depositional sedimentary environments] [in Russian]. Moskva: Nedra Publishing.

Simpson, G.G. 1945. The Principles of Classification and a Classification of Mammals. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.* 85: 1-350.

Soulie-Märsche, I. 1989. *Étude compare de gyrogonites de Charophytes actuelles et fossils et phylogénie des genres actuels*. Millau: Imprimerie des Tilleuls.

Twenhofel, W.H. 1936. *Uchenie ob obrazovanii osadkov* [Treatise on Sedimentation] [in Russian, transl. from the English 1932 ed., Ballière, Tindall, & Cox, London]. Moskva-Leningrad: Ob'edin Nauchn, Tekhn. Izd-vo.

Tyutkova, L.A. 2009. Bioraznoobrazya paleogenovykh mikroterio-compleksov Kazahstana [Biodiversity of Kazakhstan Paleogene microtherio-complexes] [in Russian]. *Selevinia* [the Kazakhstan Geological Journal] 2009: 146-52.

Zhamangara, A.K., & S.G. Lucas. 1988. Eocene Charophytes from the Shinzhaly River, Eastern Kazakhstan. *Tertiary Research* 18 (3-4): 85-93.

Zdansky, O. 1930. Die alttertiären Säugetiere Chinas nebst stratigraphischen Bemerkungen. *Palaeontologia Sinica* s. C, VI (2): 40-50.

Аннотация: На территории восточной части Казахстана уже с конца палеозоя - мезозоя установился континентальный режим. В кайнозое на этой территории существовало большое количество крупных и мелких озер и рек, что способствовало сохранению большого количества остатков фауны и, в меньшей степени, флоры от палеогена до плейстоцена. Эти палеонтологические материалы имеют чрезвычайно важное значение для стратиграфии и реконструкции палеоландшафтов Юго-Восточного Казахстана. В этом отношении одна из важнейших палеогеновых отложений - это местонахождения Шынжылы (ранее Чинжалы), на правом берегу одноименной реки, недалеко от пос. Кабанбай (Юго-Восточный Казахстан), где была обнаружена многочисленная фауна эоцена. Отложения описано как среднеэоценовая «калпаковская свита». Здесь было обнаружено по крайней мере три различных рода, принадлежащих к надсемейству Tapiroida: *Eoletes gracilis, Eoletes sp.* и *Schlosseria sp.* (семейство Lophialetidae) и *Teleolophus medius* (семейство Deperetellidae). Есть также останки двух примитивных носорогов *Forstercooperia minuta* и *Rhodopagus sp.*, микро-млекопитающих (*Saykanomys bohlini, Saykanomys sp., Aksyiromys dalos, Pappocricetodon kazakhstanicus, Zhungaromys gromovi, Zhungaromys sp.*, черепах, относящихся к семейству Trionychidae, костистых рыб рода *Amia* (отряд Amiiformes). По этим окаменелостям шынжылинские отложения был датирован средним эоценом. Пять видов харофитов (филум Charophyta, семейство Characeae) идентифицированы родам *Sphaerochara, Psilochara u Stephanochara*. Харофиты происходят из уровней стратиграфически выше тех, из которых происходят остатки костей и, следовательно, более молодые по сравнению с остатками ископаемых животных.
Ассоциация шынжылинских харофитов сходна с ассоциацией аватской свиты (залегающей в северной части бассейна Тарим, на северо-западе Китая; ассоциация *Stephanochara yengisuensis - Sphaerochara chinensis - Tolypella rugulosa*) датируется поздним эоценом - ранним олигоценом. Наконец, описанное местонахождения сравниваются с современными континентальными отложениями северо-восточной Италии.
Ключевые слова: палеоген, эоцен, палеонтология, стратиграфия, фауна позвоночных, харофиты.

Tu'jyrym: Geologialyq ereksheli'kteri'ne bailanysty, Qazaqstan paleogennen pleistotsenge deii'ngi tabylg'an qazba januarlar qaldyqtaryna o'te bai. Osyg'an bailanysty, man'yzdylarynyn' bi'ri' - bu'l Shynjyly (bu'ryng'y Chinjaly), attas o'zennin' on' jag'alauynda, Qabanbai auylyna jaqyn jerde ornalasqan paleogen (eotsen) sho'gi'ndi'leri'. Sho'gi'ndi' qabattary orta eotsenni'n' kalpakov svitasy reti'nde sipattalg'an. Mu'nda Tapiroida tu'qymdastaryna jatatyn, kem degende y'sh tu'qym ty'rleri' tabyldy: *Eoletes gracilis, Eoletes sp.* ja'ne *Schlosseria sp.* (Lophialetidae tu'qymdasy) ja'ne *Teleolophus medius* (Deperetellidae tu'qymdasy). Sondai-aq, my'ii'ztu'msyqtardyn' eki' ty'ri'ni'n' *Forstercooperia minuta* ja'ne *Rhodopagus sp.*, u'saq-sy'tqorektilerdi'n' *Saykanomys bohlini, Saykanomys sp., Aksyiromys dalos, Pappocricetodon kazakhstanicus, Zhungaromys gromovi, Zhungaromys sp.,*

tasbaqalardyn' Trionychidae tu'qymdastary, balyqtardyn' *Amia* ty'rleri'ni'n' qaldyqtary tabyldy. Osy qazba qaldyqtaryna bailanysty Shynjyly sho'gindileri orta eotsenge jatqyzyldy. Tabylgan harofittedrdi'n' *Sphaerochara, Psilochara* ja'ne *Stephanochara* tu'qymdastaryna jatatyn bes ty'ri' anyqtaldy. Qazba januarlarynyn' qaldyqtarymen salystyrg'anda harofitter tabylg'an qabat jog'ary ornalasqan. Shynjyly harofitter qauymdastyg'y Qytaidyn' solty'sti'k-batysyndag'y (Tarim oipatynyn' solty'styk bo'li'gi'ndegi') eotsenni'n' son'y, oligotsennin' basyna jatatyn avat formatsiasynyn' (*Stephanochara yengisuensis - Sphaerochara chinensis - Tolypella rugulosa* qauymdastyg'y) qauymdastyg'yna u'qsas. Ty'nba qabattardyn' ornalasuy Italianyn' solty'sti'k shyg'ysyndag'y qazirgi kontinentaldy sho'gindileri'men salystyrylady.

Ty'ii'n so'zder: Paleogen, Eotsen, Paleontologija, Stratigrafija, Omyrtqalylar faunasy, Harofitter.

Indirizzi degli Autori - Authors' addresses:
- Saida A. Nigmatova
- Bolat U. Bayshashov
- Tat'yana E. Pirogova
  Institute of Geological Sciences "K.I. Satpayev",
  Kabanbay Batyr str. 69-94, 050010 Almaty, The Republic of Kazakhstan
  email: nigmatova@mail.ru,
  email: bolat.bayshashov@mail.ru
- Emmanuel M.E. Billia (corresponding author)
  independent researcher
  c/o Museo Friulano di Storia Naturale
  via Sabbadini 22-32, I-33100 UDINE
  email: e.billia@yandex.ru
- Ayzhan K. Zhamangara
  The "L.N. Gumilyov" Eurasian National University,
  Satpaev str. 2, 010008 Astana/Nur-Sultan, The Republic of Kazakhstan
  email: kashagankizi@mail.ru

GORTANIA
Geologia, Paleontologia, Paletnologia 42 (2020) 55-63 Udine, 28.XII.2020 ISSN: 2038-0410

Federica Zendron

TAZZA DI EPOCA PROTOSTORICA DALLA TA POT FIGOUZO JAMA (SAVOGNA, UDINE)

PROTOHISTORIC CUP FROM TA POT FIGOUZO JAMA (SAVOGNA, UDINE)

Riassunto breve - Viene descritto un orlo di tazza rinvenuto durante le ricerche compiute nel 1977 dai membri del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano di Udine (CSIF) nella grotta Ta pot Figouzo (Savogna, Udine) per la quale si avanza la proposta di una datazione al Bronzo Finale
Parole chiave: Ceramica, Grotte, Valli del Natisone (Friuli Venezia Giulia, Italia), Bronzo Finale.

Abstract - *In this text is described the rim of a cup found during the rearches in the Cave Ta pot Figouzo in 1977 by the members of "Circolo Speleologico e Idrologico Friulano di Udine" (CSIF). The cup is dated temporarily at Late Bronze Age.*
Key words: *Pottery, Caves, Valli del Natisone (NE Italy), Late Bronze Age.*

Introduzione

La Ta pot Figouzo Jama (slov. Jama Ta pod Figouco, "Grotta sotto il fico", 940/325 FR)[1] si apre a 650 m s.l.m. su di una parete carbonatica (banco calcarenitico nel Flysch di Monte Brieka del Maastrichtiano, Cretaceo sup.) vicino all'abitato di Blasin, presso Tercimonte, frazione di Savogna, nell'alta valle del torrente Rieca (o Rieka), affluente di sinistra del Natisone (Mocchiutti & D'Andrea 1997: 138-139, fig. a pag. 138; Maddaleni 2017: 101-102; fig. 1).

La grotta presenta due ingressi, distanti tra di loro circa 2 m, che consentono l'accesso a due gallerie parallele, comunicanti attraverso due stretti cunicoli. Quella più lunga, che si sviluppa per complessivi 15 m, è sormontata da due camini, il più profondo dei quali prosegue in un cunicolo suborizzontale che per le ridotte dimensioni non è ancora stato esplorato in tutta la sua estensione (Fig. 2).

La cavità, segnalata per la prima volta in letteratura da Giovanni Trinco (Marinelli 1912: 669), secondo leggende popolari è dimora delle *Krivapete*, donne selvatiche dai piedi rovesci (Marinelli 1912: 668-669; Faraone 1975: 25-26; Faraone & Guidi 1975: 94; Rupel 2005: 84). È nota, tra gli studiosi di folklore locale, per l'esistenza nei pressi dell'accesso superiore di una lastra riportante incisioni rappresentanti croci, di cui una inscritta in un cerchio, fori e coppelle (Caracci 1966; Bianchetti 1977: 28; figg. 3-4).

Nelle vicinanze della Ta pot Figouzo si segnalano nove grotte (Fig. 6)[2] alcune delle quali, a partire dagli inizi del Novecento, furono oggetto di indagini da parte dei soci del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano di Udine (CSIF).

Il tema dei siti preistorici in grotte delle Valli del Natisone è al centro di una serie di iniziative coordinate dal Museo Friulano di Storia Naturale e dal Museo Archeologico del Comune di Udine con la collaborazione del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano e di Istituti di ricerca (cfr. Muscio & Visentini 2020).

Le indagini archeologiche

La grotta venne sottoposta a sondaggi nel 1913 ad opera di Giovanni Piacentini coadiuvato da Giovanni Battista De Gasperi ed Egidio Feruglio, componenti tra i più attivi del Circolo (Piacentini 1913a; Piacentini

1) La denominazione e la numerazione delle grotte citate in testo sono tratte dalle singole schede del Catasto Speleologico Regionale del Friuli Venezia Giulia (http://www.catastogrotte.fvg.it; URL controllato in data 30/11/2020).

2) Solo due cavità, la *Mala Pec* (279/14 FR) e la *Velika Jama* (164/13 FR), hanno restituito resti osteologici risalenti al Pleistocene e all'Olocene e manufatti fittili, litici e industria su osso di epoca pre-protostorica. Per un inquadramento generale sulle due cavità si vedano, Rupel 2005: 82-83; Maddaleni 2017: 90-91.

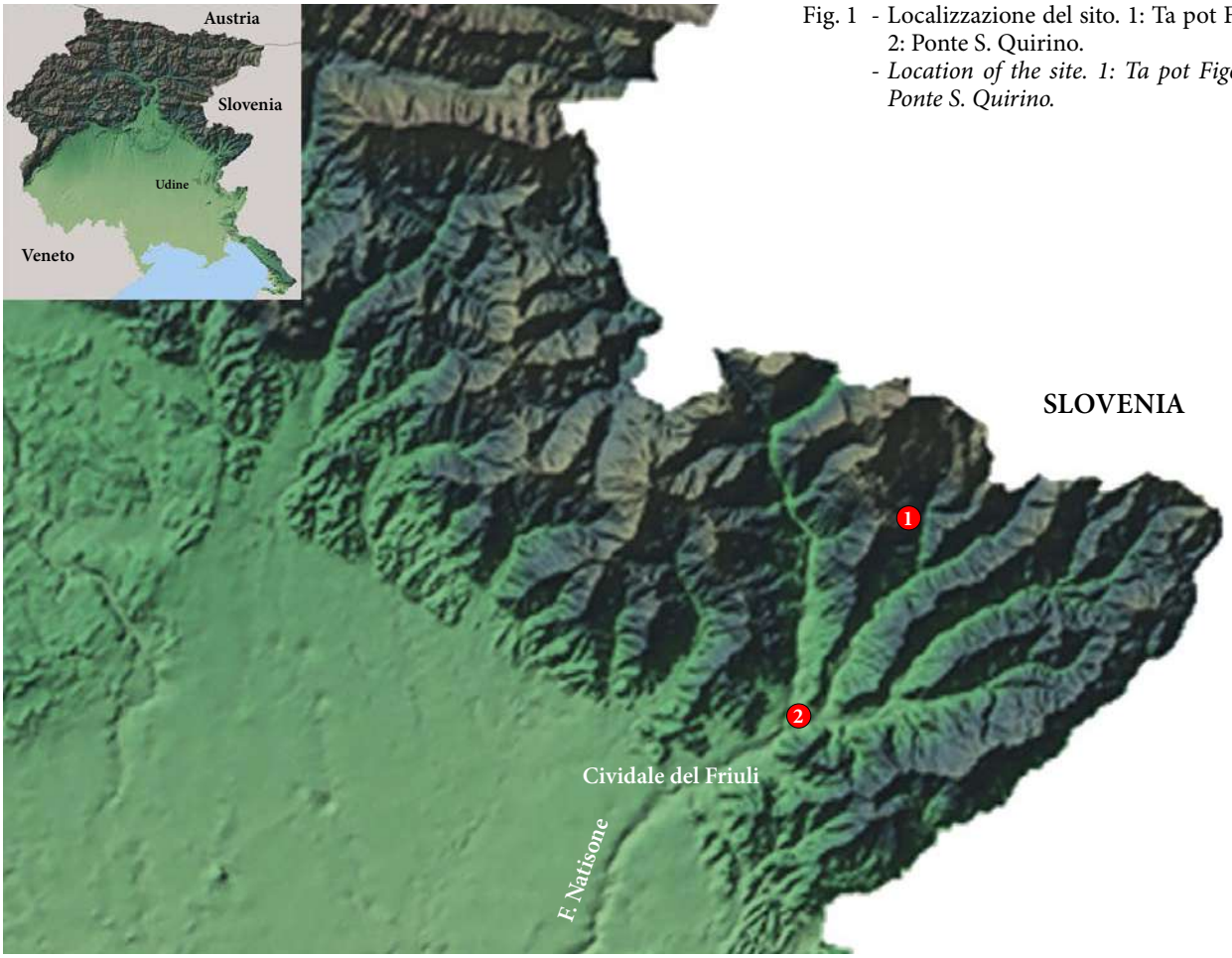


Fig. 1 - Localizzazione del sito. 1: Ta pot Figouzo; 2: Ponte S. Quirino.
- *Location of the site. 1: Ta pot Figouzo; 2: Ponte S. Quirino.*

1913b). Il Piacentini la descrisse in un breve resoconto quale "*grotta di sbocco*" generata da un corso d'acqua che sgorgava in origine da una fessura visibile nella volta.

Al tempo dell'indagine il suolo era "*formato da un terriccio asciutto e friabilissimo*". Le volta e le pareti erano "*rese irregolari da abbondanti incrostazioni stratificate e mamelliformi* [sic]" (Piacentini 1913b: 69). Lo scavo, condotto nella saletta finale della galleria maggiore, portò all'individuazione di una stratigrafia composta dall'alto verso il basso da uno strato superficiale di terriccio che insisteva su di un livello a "*grosse lamine d'incrostazione calcaree*" sovrapposte a "*sottili strati limosi*"; a 30 cm di profondità lo strato presentava un andamento ondulato, indice, secondo l'autore, di rimaneggiamento idrico del deposito. Lo scasso portò al recupero a 35 cm ca. di profondità di scarso materiale osteologico composto da specie selvatiche (*Cervus capreolus* e *Cervus Elaphus*) e domestiche (*Ovis Aries* e *Capra hircus*)[3] e all'individuazione a 30-40 cm di profondità, sotto i crostoni stalagmitici rovinati dalla volta, di scarsi resti di carboni e di "*un frammento di roccia calcareo-argillosa arrossato ed annerito dal fuoco*"

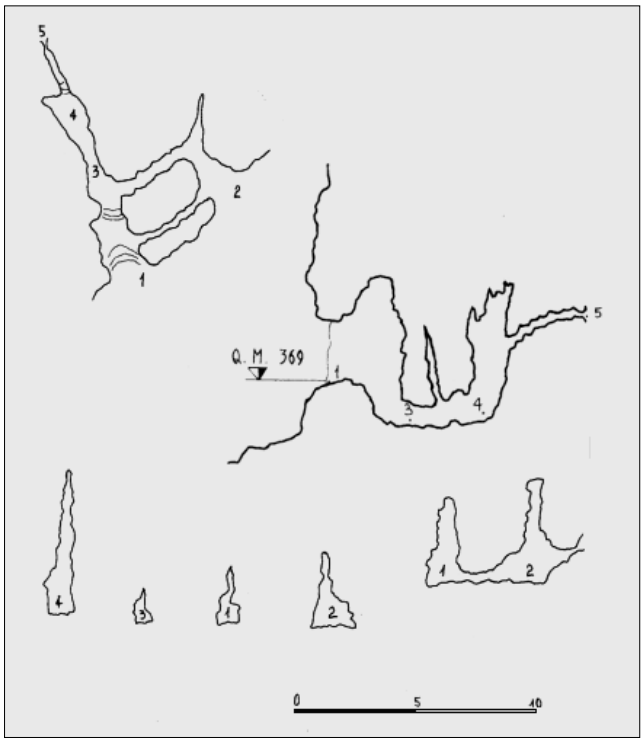


Fig. 2 - Rilievo della galleria principale della Ta pot Figuozo (pianta e sezione) eseguito il 18-08-1957 dal CSIF.
- *The relief of principal cave of Ta pot Figouzo (plan and section) by the CSIF (18-08-*1957).

3) La determinazione fu allora curata dal personale del Museo di Geologia e Paleontologia di Firenze.

Fig. 3 - Ta pot Figouzo jama (Tercimonte, Savogna): si notano i due ingressi; sulla soglia di quello di sinistra, il più alto, si trovano le incisioni di Fig. 5 (foto I. Pecile).
- *Ta pot Figouzo jama (Tercimonte, Savogna): the two entrances can be seen; on the threshold of the one on the left, the highest, there are the rock carvings of Fig. 5 (photo I. Pecile).*

(Piacentini 1913b: 70) attribuito a frequentazione antropica in epoche remote del sito.

Successivamente, nel 1977, sempre ad opera dei soci dello CSIF, fu condotta una ulteriore indagine. La stratigrafia individuata dal Piacentini risultò all'epoca del nuovo scasso rimaneggiata per cui non fu possibile rintracciare il deposito antropico al di sotto del livello a crostoni stalagmitici. Scarsi furono i materiali recuperati, ora depositati presso la sede del Circolo. Essi consistono in sette frammenti ossei, tra i quali sono stati identificati resti di *Ursus spelaeus*, e sette frammenti fittili, cinque dei quali riferibili ad una tazza, finora inedita, di cui ricompongono parte dell'orlo e un breve tratto dell'attacco al fondo (n. inv. CSIF, A4-5).

Descrizione e inquadramento crono-tipologico [4]

Il frammento maggiore conserva un brevissimo orlo verticale assottigliato con margine arrotondato, a profilo continuo con la parete nettamente rientrante e leggermente concava; il diametro ricostruito è pari a 11 cm.

Un'ansa[5] a nastro verticale stretto e ispessito a sezione ellissoidale con accenno di spigolo mediano è impostata superiormente all'orlo; l'attacco inferiore, ora mancante, era presumibilmente impostato sulla linea di massima espansione del recipiente (Fig. 4). Due frammenti sono pertinenti al fondo piano con attacco alla parete angolato. L'impasto è compatto, grigio-nero, con rada presenza di inclusi litici di medio-piccola granulometria. Le pareti di colore nero presentano ancora tracce di una accurata lisciatura.

La natura di questo rinvenimento, singolo e del tutto privo di dati stratigrafici, l'impossibilità di ricostruire con sicurezza l'aspetto della porzione inferiore del contenitore e l'assenza di confronti puntuali rendono problematico un inquadramento puntuale del pezzo sia dal punto di vista tipologico che da quello cronologico.

Mentre si esclude una appartenenza del frammento a tipi riferibili alle fasi antica e media dell'età del bronzo[5] per mancanza di riscontri precisi nell'inclinazione della

4) Per lo schema cronologico di correlazione tra Italia e le serie di Istria, Slovenia ed Europa centrale si fa riferimento alle tabelle di B. Teržan (Borgna et al. 2018a: fig. 3; 2018b: fig. 2). Per la sequenza del Friuli Venezia Giulia si sono seguite le tabelle di P. Càssola Guida (Borgna et al. 2018a: fig. 4; Borgna et al. 2018b: fig. 3). Per la scansione in dettaglio del Bronzo Recente si è accolta la proposta presentata in Della Longa & Tasca 2018: fig. 1.

5) Nella ricostruzione grafica il pezzo è stato interpretato come originariamente biansato. Pur accogliendo la proposta si è preferito considerare, nel corso della disamina, anche gli esemplari dotati di un'unica ansa che mostravano elementi utili a definire la cronologia del frammento.

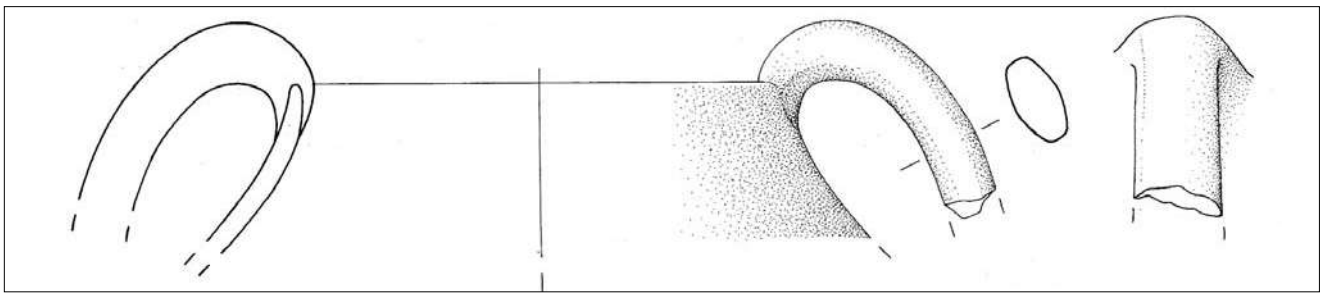


Fig. 4 - Il frammento di tazza dalla Ta pot Figouzo jama (dis. di G. Merlatti, scala 1:2).
- *The pottery from Ta pot Figouzo cave (drawing by G. Merlatti, 1:2).*

parete e nella tipologia delle anse[6], si osservano, invece, maggiori assonanze tra il frammento ceramico della Ta pot Figouzo e isolati elementi riconducibili a vasi fittili monoansati appartenenti al repertorio regionale del Bronzo Recente. In particolare il frammento d'orlo sembra accostabile ma non sovrapponibile a recipienti carenati con vasca arcuata medio-breve (Tasca 2011: tav. 84, tipo TA CR 8A) con i quali condivide la marcata inclinazione della parete e il profilo concavo della stessa[7]. Somiglianze si notano anche con singoli recipienti carenati con vasca emisferica da medio-profonda a profonda datati al BR2 e al momento di passaggio BR-BF provenienti da abitati del Friuli Centrale (Braida Roggia - Pozzuolo del Friuli, Udine, Gradiscje di Codroipo e Rividischia)[8]. In particolare sono presenti analogie con il pezzo di Braida Roggia per l'impostazione dell'elemento da presa e l'andamento del profilo della parete. L'ansa dalla tazza di Braida Roggia si discosta da quella pertinente al frammento della Ta pot Figouzo perché contrassegnata, in prossimità dell'innesto con l'orlo, da una terminazione a linguetta scarsamente sviluppata. Più aderente appare il confronto con l'ansa proveniente dalla Gradiscje di Codroipo (Tasca 2011: tav. 223, tipo C180 6) presumibilmente datata, per la tipologia dell'impasto, al BR2[9]. Relazioni si possono instaurare, infine, per quel che riguarda la concavità della parete e per la forma, lo spessore, e lo sviluppo dell'ansa, con un ben codificato tipo di tazze lenticolari (Cardarelli 1983: tav. 19, 117; Tasca 2011: tav. 87, tipo TA LE 1, in particolare la variante 1B)[10] individuato in siti del

6) Sono solo vagamente confrontabili all'esemplare della Ta pot Figouzo le tazze monansate carenate e ovoidi, con breve orlo su parete rientrante e con vasca profonda e datate a partire dalla fine del BA fino al BR1, rinvenute sul Carso triestino con confronti e rimandi puntuali fino in Istria (Tasca 2011: tav. 90, tipo TA GL A3; tav. 85, tipo TA CR 10 e tipo TA CR 11) e i piccoli vasi biconici biansati ("kantharoi") con breve orlo svasato e parete rientrante diffusi tra il BA e il BM in siti istriani (Hellmuth 2017: fig. 1, tipo I). Il tipo TA GL A3 che presenta anse a nastro rastremato verticale, sopraelevate rispetto all'orlo con attacco espanso a piastra e decorazioni costituite da una solcatura orizzontale che in prossimità della spalla risale congiungendosi con gli apici superiori dell'ansa, è riscontrato nelle fasi arcaiche della Cultura istriana dei castellieri (Montorcino e Moncodogno) e, in regione, in area carsica a Sgonico e nel Pordenonese a Molinat (Tasca 2011: 169). Il tipo TA CR 10, caratterizzato da anse a nastro verticale stretto e margini rilevati o anse a fronte triangolare, è diffuso in abitati dell'Istria, dove è documentato tra la fine del BA e durante tutto il BM (Moncodogno, Montorcino, Gradac-Turan), e sul Carso triestino, dove è attestato come tipo esclusivo del BM (Elleri e Monte Grisa) (Tasca 2011: 166). Il tipo TA CR 11 è segnalato in contesti regionali di BR1 (Elleri, Udine, Rividischia, Pieve di Rosa, San Vito al Tagliamento; Tasca 2011: 166). I kantharoi, infine, di cui sono stati individuati dalla Hellmuth (2017) un significativo numero di esemplari nel sito di Moncodogno, sono dotati di doppia ansa verticale ispessita, a sezione subtriangolare, rastremata al cento che si sviluppa a partire dall'orlo. Per un primo inquadramento dei siti friulani si rimanda a Corazza, Simeoni & Zendron 2006: 74, 83, 88-89, 93, 99. Per i siti triestini si vedano Maselli Scotti 1997; Mandruzzato et al. 2018. Per i siti istriani si consultino Buršić-Matjiašić 1989, 1998; Mihovilić 1997.

7) Le tazze, rinvenute a Buttrio e nei castellieri di Pozzuolo del Friuli, Castiòns di Strada ed Elleri, differiscono dal coccio della Ta pot Figouzo per il breve orlo a tesa obliqua e la forma dell'ansa (l'esemplare di Buttrio è dotato di un'ansa a fronte triangolare). Il tipo, che trova confronti in ambito veneto con esemplari datati al BR2 (Salzani 1993: tav. I/10), è cronologicamente inquadrato in regione nel Bronzo Recente iniziale-pieno (Tasca 2011: 166).

8) Per Braida Roggia, si veda Borgna 1994: fig. 25,1; per Udine, si veda Vitri et al. 1991: figg. 3,6 e 4,3; per la Gradiscje di Codroipo si vedano http://www.ipac.regione.fvg.it/aspx/ViewProspIntermedia.aspx?idScheda=24678&tsk=RA&tp=vRArchSem&idAmb=122&idsttem=10&OGTD=§tazza§&CLS=&DTZG=&collocazione=codroipo&luogoR=&order=0&searchOn=0&START=1; URL controllato in data 30/11/2020; Tasca 2011: tav. 223, tipo C180 6; per Rividischia, si veda Lambertini & Tasca 2006: fig. 22, 128.

9) Il frammento è stato recuperato, assieme a materiali ceramici del BR2 avanzato e a sporadici oggetti datati al BF3-IFe1 (X-IX sec. a.C.), in un strato (US 180) che è la rielaborazione di un sottostante livello con manufatti del BR2 non avanzato (US 621).

10) Il tipo che ha orlo da svasato a non distinto, a profilo continuo su collo troncoconico più o meno concavo, spalla arrotondata decorata in genere da costolature oblique e vasca da poco a mediamente profonda è stato rilevato nei contesti stratigrafici ben documentati di Montereale Valcellina – Casa dell'Acquedotto (Corazza 1999: fig. 6, 3 e fig. 7, 1-2) e della Gradiscje di Codroipo (Tasca 2015: fig. 42). Un esemplare è stato rinvenuto nel corso degli scavi della trincea 10 (US 140-141) effettuati nel castelliere di Castiòns di Strada (Vitri et al. 2018: fig. 5,6). Attribuibile alla fase antica dei Campi d'Urne, compare in regione, in base alla sequenza messa in luce alla Gradiscje di Codroipo, nel BR2 avanzato (Codroipo 3) e scompare nella fase successiva (Codroipo 4) per lasciare spazio ad altre forme sempre riconducibili alla medesima cultura (Della Longa & Tasca 2018; Tasca, Putzolu & Vicenzutto 2018). Si veda inoltre Borgna et al. 2018b: fig. 6.

Fig. 5 - Le incisioni su roccia presenti sulla soglia dell'ingresso superiore (foto I. Pecile).
- *Rock carvings at the base of the upper entrance of the cave (photo I. Pecile).*

Medio Friuli e della Pedemontana pordenonese e datato ad una fase tarda del Bronzo Recente.

Le maggiori affinità si riscontrano, tuttavia, con forme cronologicamente più recenti documentate nel Carso triestino. Due sono i tipi di tazze a parete rientrante che il Cardarelli individua come *marker* tipologici della fase più avanzata del Bronzo Finale e le fasi antiche dell'età del ferro. Il primo, più vicino al frammento della Ta pot Figouzo, ha breve orlo dritto su parete inclinata fortemente verso l'interno, carena marcata, vasca profonda e ansa a nastro verticale sopraelevata (Cardarelli 1983: tav. 22a, 67); il secondo ha orlo lievemente svasato su parete rientrante, carena accentuata, bassa vasca a calotta e ansa a nastro verticale sopraelevata (Cardarelli 1983: tav. 22b, 66)[11]. Ad un intervallo cronologico che spazia tra la fase iniziale del BF e il passaggio tra BF3-IFe1 appartengono i soli recipienti biansati accostabili al frammento della Ta pot Figouzo individuati in regione e venuti in luce in un unico contesto, la necropoli di Santa Barbara di Muggia, presso il castelliere di Elleri[12]. Sono un ristretto numero di tazze che pur nelle diverse varianti di decorazione e dimensione sembrano afferire ad un preciso modello: orlo breve svasato su collo troncoconico distinto da risega, spalla sfuggente arrotondata, vasca globosa e doppia ansa a nastro fortemente rilevata impostata tra orlo e spalla (Montagnari Kokelj 1997: tavv. 23,8, 24,12, 25,18 e 26,1-6). Una recente revisione dei manufatti propone di retrodatare alla tarda età del bronzo l'inizio d'uso dell'area funeraria, fissata in precedenza al BF-IFe[13], fase a cui sembra appartenere solo una parte delle tombe messe in luce dallo scavo (Dzhanfezova 2018). Il frammento della Ta pot Figouzo trova confronti più stringenti con l'urna della tomba 8 (per il profilo e l'inclinazione dell'orlo, l'inclinazione delle due anse che convergono verso l'imboccatura)[14]. La sepoltura, in base alla tipologia della

11) Il tipo è attestato, ad esempio, a Cattinara (Lonza 1973: tav. I, 3; Lonza 1977: tav. VIII, 3; Karoušková-Soper 1983: tav. XII, 2) e a Montebello (Cardarelli 1983: tav. 31a, 12).

12) Le tazze sono utilizzate come cinerari e come stoviglie nel corso di riti di offerta celebrati dopo il seppellimento.

13) Secondo Montagnari Kokelj, che si è occupata per prima dello studio dei materiali, i recipienti trovano analogie non puntuali con materiali del X-IX sec. a.C. provenienti dall'area carsica triestina (castellieri di Montebello e Cattinara) o dalla Slovenia (Ruše). Tali attinenze sono in effetti rilevabili anche per la tazza della Ta pot Figouzo che trova somiglianze nell'inclinazione e nel profilo della parete e nell'impostazione dell'ansa con un vaso biconico monoansato della necropoli di Ruše proveniente dagli scavi della tomba 5 compiuti nel 1993 e datato al BF3-IFe1 (Črešnar 2006: fig. 25, V8; tav. 2A, 1).

14) Lo sviluppo delle anse resta eccessivo, se paragonato a quello della tazza della Ta pot Figouzo.

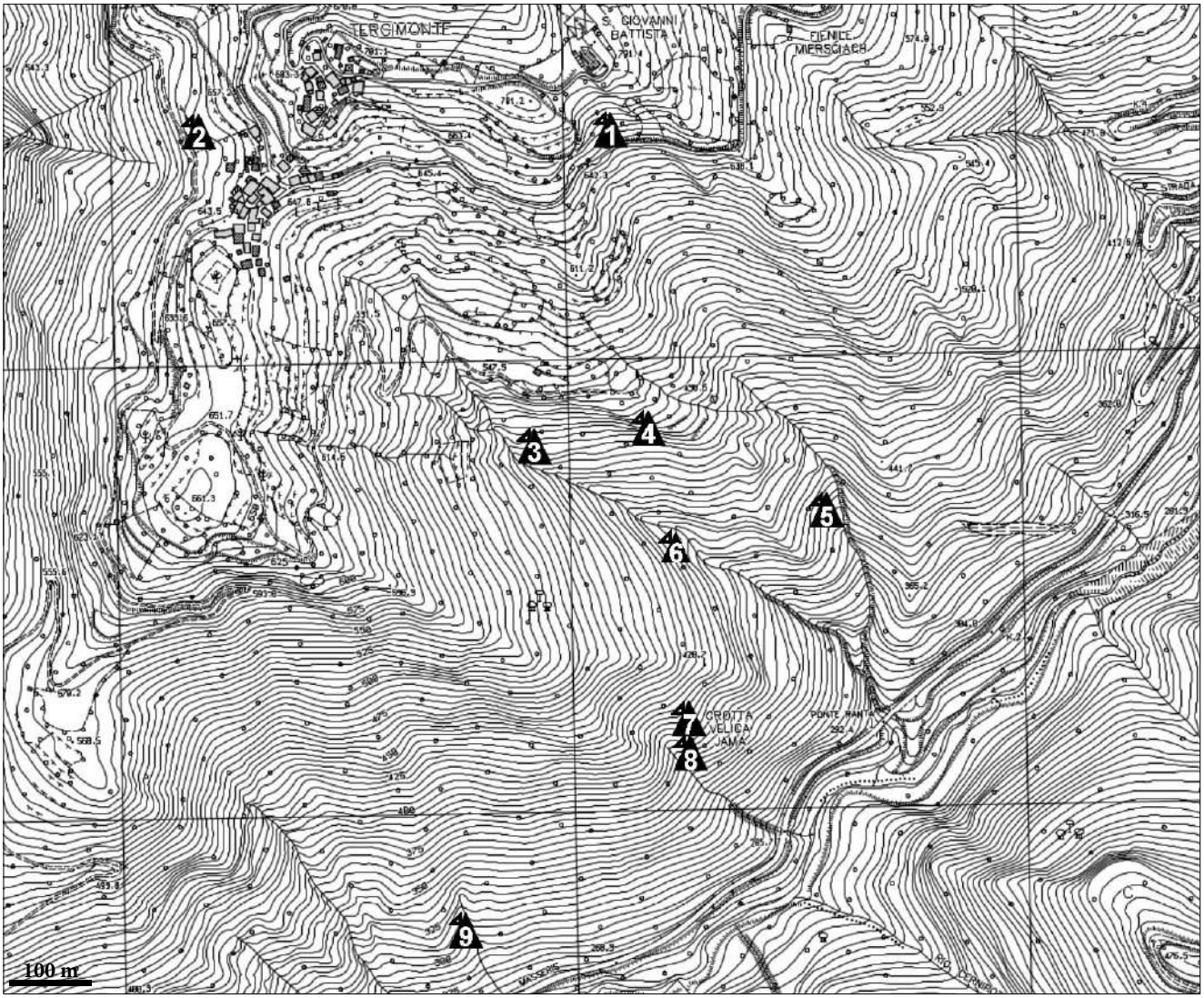


Fig. 6 - Stralcio della Carta Tecnica Regionale del Friuli Venezia Giulia alla scala 1:5.000 (ridotta) con indicate le grotte presenti nelle vicinanze della Ta pot Figouzo. 1: Jama Ta Pot Figouzo; 2: Voragine di Tercimonte; 3: Pozzo sotto Tercimonte; 4: Ta Pot Celan Jama; 5: Mala Pec; 6: Inghiottitoio 1° di Tercimonte; 7: Velika Jama, 8: Mala Jama; 9: Grotta presso la passerella sulla strada Savogna-Cepleteschis.

- *Map of Regione Friuli Venezia Giulia scale 1:5.000 (reducted): positions of the caves near Ta Pot Figouzo.1: Jama Ta Pot Figouzo*; *2: Voragine di Tercimonte*; *3: Pozzo sotto Tercimonte*; *4: Ta Pot Celan Jama*; *5: Mala Pec, 6: Inghiottitoio 1° di Tercimonte, 7: Velika Jama*; *8: Mala Jama*; *9: Grotta presso la passerella sulla strada Savogna-Cepleteschis.*

decorazione e alla tecnica con cui è stata realizzato il cinerario e in base ai dati preliminari sullo studio del corredo, viene fatta risalire alle fasi iniziali del Bronzo Finale (Dzhanfezova 2018: 794).

Concludendo, l'inclinazione e la concavità della parete che contraddistinguono il frammento della Ta pot Figouzo sono elementi che ritornano anche in pezzi collocati nelle fasi iniziali e piene del Bronzo Recente ma trovano una maggior aderenza nei corrispettivi del Bronzo Finale (Cardarelli 1983: tav. 22a, 67; Montagnari Kokelj 1997: tav. 23, 8). L'ansa conservatasi della tazza trova confronti conformi con esemplari databili a partire dal BR2 fino a comprendere le fasi antiche dell'età del ferro. Se si accoglie la proposta avanzata con la ricostruzione grafica dell'originaria esistenza di due anse, l'ipotesi che i frammenti ceramici raccolti nella grotta vicino a Blasin possano essere afferenti a questo ampio intervallo cronologico va ricalibrata spostando l'intermezzo tra le fasi iniziali del Bronzo Finale e il passaggio tra BF3-IFe1.

Il momento che antecede quest'ultimo lasso di tempo è segnato in Friuli da forti trasformazioni che portano, nelle fasi successive, ad un mutamento profondo nella tipologia di occupazione e di frequentazione delle Valli del Natisone (Borgna et al. 2018a: 92; Borgna et al. 2018b: 98-106). Il venir meno del sistema organizzato e ben strutturato di scambio di risorse metallifere, attivo nel Bronzo Medio e all'inizio del Bronzo Recente, che aveva nella pista che attraversa la pianura friulana il suo asse principale, presumibilmente incide sulla scelta di abbandonare, con la fine del Bronzo Recente, il castelliere di Ponte San Quirino (Corazza, Simeoni

& Zendron 2006: 84), l'unico abitato fortificato noto in territorio italiano lungo la valle[15], e di stabilire, in posizioni rilevate piccoli nuclei insediativi[16]. Contemporaneamente sembra esaurirsi anche la pratica di sfruttare in modo sistematico come riparo temporaneo le numerose grotte che si aprono sulla valle principale e lungo quelle secondarie (Borgna et al. 2018a: figg. 1, 8; Borgna et al. 2018b: figg. 4 e 7)[17]. Il riorganizzarsi, grazie alla probabile intraprendenza di singoli individui, di una nuovo sistema di scambio segmentato su percorsi a media distanza che mettono in relazione, attraverso le valli, la pianura e i settori transalpini settentrionale e orientale, consente di mantenere comunque attivo l'intero comparto. Le Valli tornano ad assumere un ruolo importante come punto di raccordo tra la pianura e i centri sloveni e della Croazia danubiana con il ristabilirsi, a partire dalla seconda fase del Bronzo Finale, di una rete di scambio diretta e direzionale come documenta l'alto numero di rinvenimenti sporadici di oggetti in metallo e di ripostigli riferibili a tale periodo che stanno a testimoniare, pur nell'assenza di dati da abitato o necropoli, una intensa frequentazione del fondovalle (Borgna 2018: 323-328 e figg. 2-3). Il nuovo fervore che investe il Friuli a partire dal passaggio BF3-IFe1 e durante le fasi più antiche dell'età del ferro (Borgna et al. 2018b: 110-114) si manifesta anche nelle valli. Ai ripostigli si sostituiscono nel corso della prima età del ferro testimonianze di una occupazione stabile documentata dal rinvenimento di una necropoli a San Quirino, presso San Pietro al Natisone, in uso a partire dalla prima età del ferro e fino ad un momento avanzato della seconda età del ferro, e di due aree sepolcrali, una a Podvarcis (frazione di Pulfero) e l'altra a Pulfero, riferibili ad abitati presumibilmente posti, come nella fase precedente, in posizione lievemente rilevata rispetto al fondovalle[18].

All'interno del quadro appena delineato, se ne venisse confermata e meglio puntualizzata la datazione, il frammento ceramico della Ta pot Figouzo, seppur isolato[19], potrebbe concorrere ad aggiungere ulteriori indicazioni sulla presenza, seppur sporadica, di genti lungo le piste secondarie che hanno come collettore principale le Valli del Natisone nel corso della fase di ripresa e consolidamento delle relazioni interregionali che investe la regione tra BF2 e prima età del ferro (Borgna et al. 2018b: 106-110).

Manoscritto pervenuto il 6.XII.2020, accettato il 23.XII.2020.

Ringraziamenti

Ringrazio la dottoressa Paola Visentini per avermi affidato lo studio della ceramica, il dottor Giuseppe Muscio e i soci del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano di Udine per la disponibilità dimostrata nel corso dello stesso, Giovanni Tasca per il tempo dedicatomi e Giuliano Merlatti per il disegno del materiale.

Bibliografia

Bianchetti, A. 1977. Note sui primi insediamenti nelle Valli del Natisone. *Studi Storici e Geografici* 1. Pisa: 7-77.

Borgna, E. 1994. I materiali. In Pozzuolo del Friuli - I. I resti della tarda età del bronzo in località Braida Roggia, cur. P. Càssola Guida & E. Borgna, 41-196. Roma.

Borgna, E. 2018. Risorse metallifere e metallurgia dall'età dell'età del bronzo in Friuli. In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria* (Udine-Pordenone 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 309-42. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria 5.

Borgna, E., P. Càssola Guida, S. Corazza, K. Mihovilić, G. Tasca, B. Teržan & S. Vitri. 2018a. Il *Caput Adriae*

15) Il Marchesetti segnala la presenza di due siti fortificati (castellieri di Robič -Sv. Volar e Monte Der) posti in prossimità dell'ampia curva disegnata dal fiume Natisone prima di immettersi nella valle in territorio italiano (Marchesetti 1903: 89).

16) Indicatori di una frequentazione attiva delle valli accanto ai ripostigli sono i siti di Zuccola, posto a nord-est di Cividale in un punto in cui sorgerà in epoca medievale un castello, e di Ronchi di Gagliano, localizzato nei pressi dell'abitato di Dernazzacco a sud-est di Cividale del Friuli. Il primo contesto ha restituito ceramica dell'età del BR e del BF3-IFe1 (Corazza, Simeoni & Zendron 2006: 102); il secondo è indiziato da un modesto complesso di reperti ceramici datati tra il BR e il BR2-BF1, a cui si mescolano sporadici cocci del BF3-IFe1 e della prima età del ferro (Zendron 2017).

17) Tredici sono finora le grotte delle Valli del Natisone che hanno restituito manufatti di interesse archeologico o rispetto alle quali si hanno notizie di rinvenimenti di oggetti presumibilmente di epoca preistorica e protostorica (Foràn di Landri, Star Cedat, Velika Jama, Ta pot Figouzo, Cladrecis, Clodig, Grotta di Ieronizza, Cavernetta presso Ieronizza, Grotta di Paciuch, Antro, Biarzo, Šuošterjova Jama e, in territorio sloveno, Kovačeva Jama o Turjeva Jama). È in corso da parte del Museo Friulano di Storia Naturale una sistematica revisione dei dati dei vecchi scavi e un riordino e studio dei materiali recuperati per lo più dai soci dello CSIF facenti parte delle collezioni del MFSN e del CSIF che potrebbe portare a nuove datazioni dei contesti in grotta. Per un primo inquadramento dei siti si consultino Corazza, Simeoni & Zendron 2006: 59, 64, 65, 69, 86, 96, 100; Maddaleni 2017: 90-95, 100-107. Per la Šuošterjova Jama si veda Zendron 2018. Per la Kovačeva Jama o Turjeva Jama (Grotta di Robič), si vedano Tasca 2020 e Visentini 2020.

18) L'esistenza di insediamenti nei siti di San Quirino, Pulfero e Podvarcis è presupposta dalla presenza di aree funerarie (San Quirino, Pulfero e Podvarcis) e di microtoponimi riferibili ad abitati arginati (Podvarcis). Sulla questione si legga Zendron 2017: 111-112. Per un inquadramento dei siti di Podvarcis, San Quirino si rimanda a Corazza, Simeoni & Zendron 2006: 83, 92.

19) Oltre ai rinvenimenti sporadici (ascia piatta in rame da Gabrovizza; Corazza, Simeoni & Zendron 2006: 70) e in grotta di epoche più antiche (Velika Jama: Eneolitico - fase recente del Bronzo Antico), si ricordano in zona anche i ritrovamenti databili al Bronzo Finale effettuati presso il paese di Gabrovizza (Menis 1992: 27) e la scoperta di due anelli in bronzo nella Grotta di Ieronizza, ora dispersi (Maddaleni 2017: 103).

tra Bronzo Antico e Bronzo Recente. In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria* (Udine-Pordenone 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 75-96. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria 5.

Borgna, E., P. Càssola Guida, S. Corazza, K. Mihovilić, G. Tasca, B. Teržan & S. Vitri. 2018b. Il *Caput Adriae* tra Bronzo Finale e antica età del ferro. In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria* (Udine-Pordenone 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 97-118. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria 5.

Buršić-Matjiašiić, K. 1989. Gradina Vrčin u okviru Brončanog Doba Istre. *Arheološki vestnik* 39-40: 475-94.

Buršić-Matjiašiić, K. 1998. Gradina Monkodonj. The Monkodonja Hillfort. *AMI, Monografije i Katalozi* 9, Pula.

Caracci, P. C.1966. Graffiti su roccia nelle Valli del Natisone. *Mondo Sotterraneo* n.u. 1965: 21-6.

Cardarelli, A. 1983. Castellieri nel Carso e nell'Istria: cronologia degli insediamenti fra media età del bronzo e prima età del ferro. In *Preistoria del Caput Adriae,* Catalogo della mostra, 87-118. Plaino (Udine): Ist. per l'Enciclopedia del Friuli Venezia Giulia.

Corazza, S. 1999. Nuovi dati sul Bronzo finale iniziale dalla Pedemontana pordenonese. In *Protostoria e storia del "*Venetorum angulus*"*, Atti del XX Convegno di studi etruschi ed italici Portogruaro- Quarto d'Altino - Este - Adria, 16-19 ottobre 1996) cur. O. Paoletti & L. Tamango Perna, 117-30. Pisa-Roma: Istituto di Studi Etruschi ed Italici.

Corazza, S., G. Simeoni & F. Zendron. 2006. *Tracce archeologiche di antiche genti. La protostoria in Friuli.* Montereale Valcellina (Pordenone): Circolo Culturale Menocchio.

Črešnar, M. 2006. Novi žarni grobovi iz Ruš in pogrebni običaji v ruški žarnogrobiščni skupini. *Arheološki vestnik* 57: 97-162.

Della Longa, E. & G. Tasca. 2018. Rapporti con i Campi d'Urne delle Alpi sudorientali nella formazione del Bronzo Finale dell'Italia nordorientale: il ruolo del Friuli Venezia Giulia. In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria* (Udine-Pordenone 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 318-96. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria 5.

Dzhanfezova, T. 2018. Late Bronze Age graves from the necropolis at Santa Barbara (Northeast Italy). In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria* (Udine-Pordenone 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 791-800. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria 5.

Faraone, E. 1975. Le grotte nelle Valli del Natisone tra storia e leggenda. In *Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone (Prealpi Giulie-Friuli)*, cur. G. Muscio, 21-6, Mem. Ist. It. Spel., s. II, 20. Udine: Circolo Speleologico e Idrologico Friulano, Provincia di Udine.

Faraone, E., & P. Guidi. 1975. Nota sulle leggende e tradizioni riguardanti le grotte in Friuli. *Mondo sotterraneo* n. u. 1974-1975: 69-127.

Hellmuth Kramberger, A. 2017. *Monkodonja. Istraživanje protourbanog naselja brončanog doba Istre. Knjiga 2. Keramika s brončanodobne gradine Monkodonja / Forschungen zu einer protourbanen Siedlung der Bronzezeit Istriens Teil 2. Die Keramik aus der bronzezeitlichen Gradina Monkodonja*. Pula: Arheološki Muzej Istre. Monografije i katalozi 28.

Karoušková-Soper, V. 1983. *The Castellieri of Venezia Giulia, North-eastern Italy (2nd-1st millennium B.C.)*. BAR Internetional Series 192.

Lambertini, I., & G. Tasca. 2006. Castelliere di Rividischia, scavi 1998-2000: la ceramica. *Quaderni Friulani di Archeologia* 16: 113-84.

Lonza, B. 1973. *Il villaggio protoveneto presso Cattinara*. Trieste.

Lonza, B. 1977. *Appunti sui castellieri dell'Istria e della provincia di Trieste*. Trieste.

Maddaleni, P. 2017. Grotte di interesse paleontologico e paletnologico in Friuli. Stato delle conoscenze e risultati preliminari della revisione di alcuni materiali. *Gortania. Geol., Paleont., Paletn.* 38: 85-120.

Mandruzzato, L., G. Simeoni, P. Ventura & F. Zendron. 2018. Recenti indagini al castelliere di Elleri, Muggia (TS). In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria* (Udine-Pordenone 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 663-70. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria 5.

Marchesetti, C. 1903. I Castellieri preistorici di Trieste e della regione Giulia. *Atti del Museo Civico di Storia Naturale di Trieste* 10: 1-206.

Marinelli, O. 1912. *Guida delle Prealpi Giulie*. Distretti di Gemona, Tarcento, S. Daniele, Cividale e S. Pietro con Cormòns, Gorizia e la valle dell'Isonzo. Udine.

Maselli Scotti, F. cur. 1997. *Il Civico Museo Archeologico di Muggia*. Trieste.

Menis, G.C. 1992. *Storia del Friuli*. Udine.

Mihovilić, K. 1997. Fortifikacija Gradine Gradac-Turaniznad Koromačna, *Izdanja Hrvat. Arheološkog društva*, 18: 39-59.

Mocchiutti, A., &A. D'Andrea 1997. Le grotte della Valle del torrente Alberone. In *Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone (Prealpi Giulie-Friuli)*, cur. G. Muscio, 135-140. Mem. Ist. It. Spel., s. II, 20. Udine: Circolo Speleologico e Idrologico Friulano, Provincia di Udine.

Montagnari Kokelj, E. 1997. La necropoli di Santa Barbara (Elleri). In *Il Civico Museo Archeologico di Muggia*, cur. F. Maselli Scotti, 145-52.Trieste.

Muscio, G., & P. Visentini, cur. 2020. *Antichi abitatori delle Grotte in Friuli*. Udine: Civici Musei, Mus. Archeol. e Mus. Friul. St. Nat.

Piacentini, G. 1913a. Vita del Circolo: alla Grotta Ta pot Figouzo. *Mondo Sotterraneo* 9 (2): 45.

Piacentini, G. 1913b. Primo scavo eseguito nella Grotta Ta pot Figouzo. *Mondo Sotterraneo* 9 (3): 60-71.

Rupel, L. 2005. Contributi alla carta archeologica delle Valli del Natisone II. *Forum Iulii* 29: 37-116.

Salzani, L. 1993. *L'abitato e la necropoli di Sabbionara a Veronella. Prime ricerche*. Cologna Veneta (Vr).

Tasca, G. 2011. *Tipologia e cronologia della produzione ceramica del Bronzo medio-recente nella Bassa Pianura Friulana*. Tesi di Dottorato di ricerca in Conservazione dei Beni Archeologici e Architettonici, Scienze Archeologiche, Università degli Studi di Padova, XXIII ciclo.

Tasca, G. 2015. Lo scavo della Gradiscje di Codroipo. Evidenze e materiali. In *Un castelliere nel Medio Friuli. Gra-*

discje di Codroipo 2004-2014, cur. G. Tasca, C. Putzolu & D. Vicenzutto, 62-91. Codroipo (Ud).

Tasca, G. 2020. Materiali dell'età del bronzo dalla grotta di Robič conservati nel Museo Friulano di Storia Naturale. *Gortania. Geol., Paleon., Palet.* 41: 117-46.

Tasca, G., C. Putzolu & D. Vincezutto 2018. Indicatori di "confini" o di trapasso graduale tra settori culturali adiacenti nell'età del bronzo della pianura friulana. In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria* (Udine-Pordenone 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 355-70. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria 5.

Visentini, P. 2020. La Grotta di Robič e la nascita della Sezione Paletnologica ed Antropologica del Museo Friulano di Storia Naturale di Udine. *Gortania. Geol., Paleont., Palet.* 41: 93-107.

Vitri, S., M. Lavarone, E. Borgna, S. Pettarin & M. Buora. 1991. Udine dall'età del bronzo ad età altomedievale. *Antichità Alto Adriatiche. Atti delle Sett. di Studi Aquileiesi* 37: 71-122.

Vitri, S., F. Zendron, G. Petrucci & S. Corazza. 2018. Castelliere di Castions di Strada (Udine): contesti del Bronzo Finale. In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria* (Udine-Pordenone 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 685-96. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria 5.

Zendron, F. 2017. Materiali ceramici del Bronzo Recente e Finale 1 da Ronchi di Gagliano. *Gortania. Geol., Paleont., Palet.* 39: 99-114.

Zendron, F. 2018. Šuošterjova Jama (Pulfero, Udine). Storia delle ricerche. *Gortania. Geol., Paleont., Palet.* 40: 105-19.

Indirizzo dell'Autore - Author's address:
- Federica Zendron
c/o Museo Friulano di Storia Naturale
via Sabbadini 22-32, I-33100 UDINE
e-mail: zendron.federica@gmail.com

GORTANIA
Geologia, Paleontologia, Paletnologia 42 (2020) 87-112 Udine, 28.XII.2020 ISSN: 2038-0410

Sara Roma

STUDI INTEGRATI DI TIPO ETNO-ARCHEOLOGICO PER L'IDENTIFICAZIONE DI SISTEMI INSEDIATIVI DI TIPO PASTORALE LUNGO LE VALLI DEL NATISONE: IL CASO DEL FORÀN DI LANDRI

HOW ETHNO-ARCHAEOLOGICAL STUDIES CAN CONTRIBUTE TO THE IDENTIFICATION OF PASTORAL SETTLEMENT SYSTEMS IN THE NATISONE VALLEYS: THE CASE OF THE FORÀN DI LANDRI CAVE

Riassunto breve - A partire dalla discussione delle evidenze di tipo etnografico e storico-archeologico disponibili per il territorio delle Valli del Natisone (Prealpi Giulie meridionali) che supportano l'ipotesi di una presenza pastorale di lunga durata nell'area, il presente lavoro intende sviluppare alcune specifiche osservazioni connesse all'occupazione pastorale della grotta del Foràn di Landri nel corso dell'Olocene. A tale scopo, specifica attenzione viene rivolta nell'analisi ai dati stratigrafici raccolti da Feruglio nel corso delle indagini di scavo del 1921, documentanti la presenza di uno strato di origine organica (cd. livello di "strame marcio"), il cui potenziale informativo viene sviluppato anche attraverso il ricorso a considerazioni di tipo etno-archeologico.
Parole chiave: Grotte, Prealpi Giulie meridionali, Valli del Natisone, Italia nord-orientale, Olocene, Pastorizia.

Abstract - *Starting from selected ethnographic, historical and archaeological evidences, derived from the wider territory of the Natisone Valleys (Southern Julian Pre-Alps) supporting the thesis of a long-term pastoral frequentation of the area where the Foràn di Landri cave is located, this paper intends to develop some observations related to the possible pastoral occupation of the site during the Holocene. In this respect, specific attention is devoted to the analysis of the stratigraphic data recorded by Feruglio during the excavation campaign of 1921, indicating the presence of an organic layer (the so-called "rotten hay" layer), investigated also through ethno-archaeological comparisons.*
Key words: *Caves, Southern Julian Pre-Alps, Natisone Valleys, NE Italy, Holocene, Pastoralism.*

Introduzione

Insieme alle evidenze di tipo stratigrafico, oggi correlabili a quelle derivate dalla micromorfologia dei suoli, archeozoologico e paleo-ambientale, l'archeologia della pastorizia si serve tradizionalmente di dati derivati da studi di tipo etno-archeologico, in cui specifici contesti "viventi" vengono indagati con le tradizionali metodologie di campo proprie dell'archeologia al fine di ricostruire in senso processuale il complesso delle dinamiche che hanno determinato la formazione del record archeologico (es. Yellen 1977; Schiffer 1983; David & Kramer 2001). Se, in ottica etno-archeologica, nella comparazione fra contesti di oggi e contesti di ieri, l'analogia risulta un utile strumento di indagine "*où les données recueillies sur le passé guident l'enquête sur le présent et où l'expérience du présent sert pour interpréter le passé*" (Acovitsioti-Hameau et al. 2000: 94), va sottolineato come tale approccio risulti potenzialmente più efficace in relazione ai contesti pastorali, la cui sostanziale continuità diacronica può essere riconducibile alle caratteristiche degli animali allevati e al tipo di cultura materiale implicata (Acovitsioti-Hameau et al. 2000: 94).

Ciò ovviamente non implica l'ammissione dell'esistenza di una perfetta sovrapposizione delle scelte operate nel passato con quelle del presente, essendo queste potenzialmente infinite: lo strumento analogico ha però l'innegabile vantaggio di presentare all'archeologo il complesso dei meccanismi che possono favorire o limitare tali scelte, agevolando l'elaborazione di una ricostruzione coerente del passato.

Seguendo una prospettiva etno-archeologica, il presente studio, partendo dall'analisi dei dati etnografici e storico-archeologici disponibili per lo specifico ambito territoriale delle Valli del Natisone, attestanti

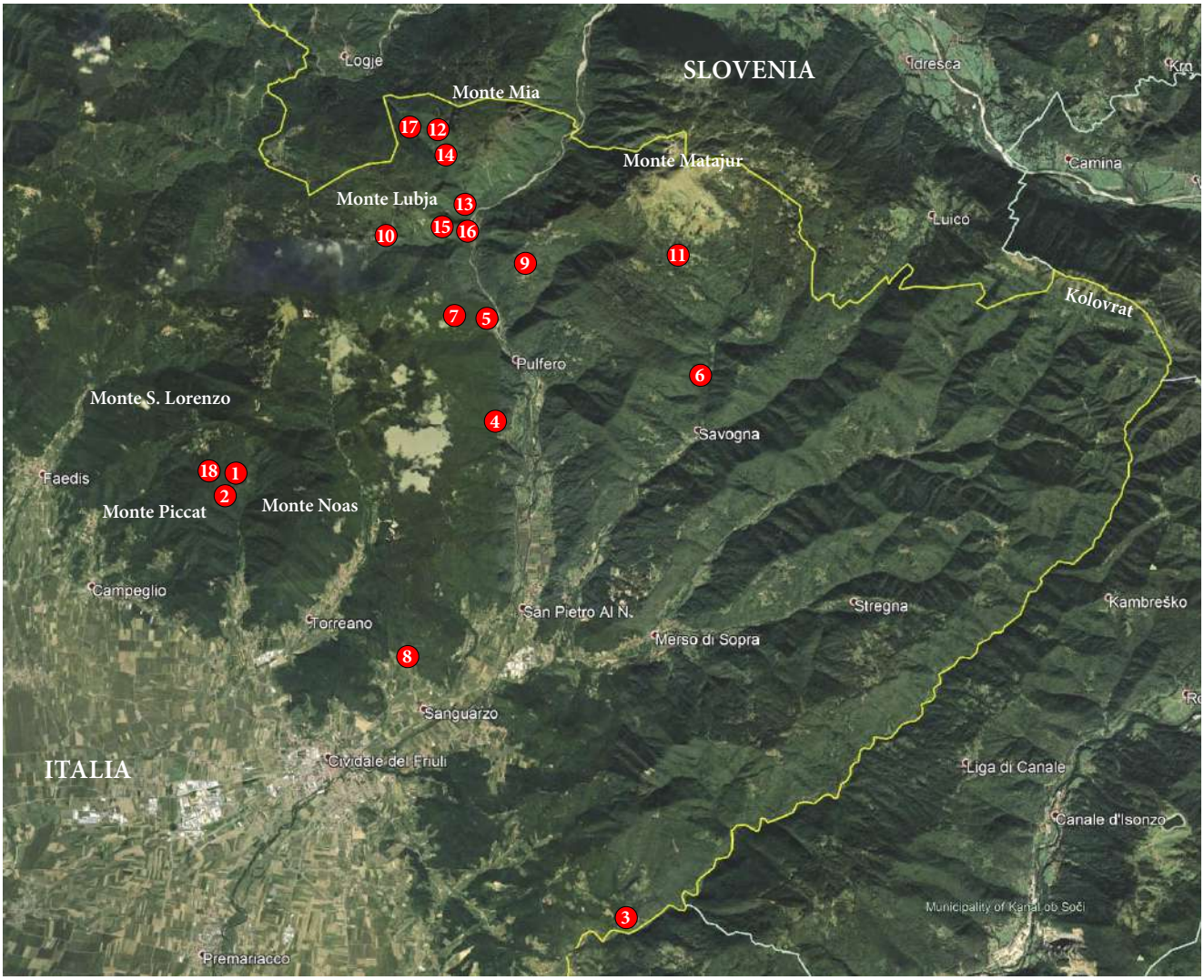


Fig. 1 - Distribuzione della cavità e delle località citate. Grotte: 1: Foràn di Landri, 2: Foràn des Aganis, 3: Grotta di Cladrecis, 4: Grotta di San Giovanni d'Antro, 5: Šuošterjova Jama, 6: Velika Jama; Località: 7: Goregnavas, 8: Guspergo, 9: Mersino, 10: Montefosca, 11: Montemaggiore, 12: Narazuore, 13: Podvarcis, 14: Pradolino, 15: Predrobatz, 16: Specognis, 17: Tanadjamo, 18: Case Pec.
- *Map with quoted caves and localities. Caves: 1: Foràn di Landri, 2: Foràn des Aganis, 3: Grotta di Cladrecis, 4: Grotta di San Giovanni d'Antro, 5: Šuošterjova Jama, 6: Velika Jama; Localities: 7: Goregnavas, 8: Guspergo, 9: Mersino, 10: Montefosca, 11: Montemaggiore, 12: Narazuore, 13: Podvarcis, 14: Pradolino, 15: Predrobatz, 16: Specognis, 17: Tanadjamo, 18: Case Pec.*

Fig. 2 - Distribuzione delle cavità citate per l'area del Carso. 1: Grotta dell'Edera, 2: Grotta Azzurra, 3: Caverna Caterina, 4: Grotta Lonza, 5: Grotta di Pupićina.
- *Map with the quoted caves for the Karst area. 1: Grotta dell'Edera, 2: Grotta Azzurra, 3: Caverna Caterina, 4: Grotta Lonza, 5: Pupićina Cave.*

una possibile frequentazione pastorale di lunga durata dell'area (Fig. 1), intende offrire nuovi possibili spunti interpretativi relativi alle modalità di utilizzo a fini pastorali del sito in grotta del Foràn di Landri, rilette a partire da specifici indicatori individuati nel record archeologico.

L'etno-archeologia della pastorizia nei contesti regionali

In ambito regionale, studi specifici inerenti l'archeologia della pastorizia sono stati sviluppati in relazione ai siti in grotta del Carso triestino (es. Boschian 1997; Boschian & Montagnari Kokelj 2000; Montagnari Kokelj 2003; Montagnari Kokelj et al. 2012, 2018). In tale comparto territoriale, geomorfologicamente contraddistinto da un elevato numero di cavità con tracce di attività antropica[1], è proprio la pastorizia (semi)-mobile ad aver rappresentato, in senso diacronico, l'elemento culturale caratterizzante la presenza umana nell'area sin dalla Preistoria.

Al fine di indagare compiutamente tale fenomeno, in sé complesso e multidimensionale, tali studi hanno previsto un approccio multidisciplinare, in cui i dati diretti derivati dall'analisi micromorfologica e sedimentologica di campioni di suolo interessati dalla frequentazione umana, sono stati successivamente integrati dai risultati della revisione dei materiali culturali[2] e dei repertori archeozoologici "storici", frutto di vecchie indagini di scavo spesso lacunose e di bassa attendibilità sul piano stratigrafico e contestuale. Per ovviare alla mancanza di moderne indagini sul terreno, particolarmente carenti nella fascia nord-orientale della regione Friuli Venezia Giulia, dal settore alpino sino alle Valli del Natisone e dell'Isonzo (Montagnari Kokelj 2001; Chiabà et al. cur. 2007; Boscarol 2007-2008), specifica attenzione è stata inoltre rivolta ai dati indiretti, di tipo storico ed etnografico, disponibili per i territori in esame.

Nel riferirci all'approccio metodologico e analitico seguito in tali studi, intendiamo qui in particolare richiamare i principali risultati derivati dall'analisi geoarcheologica effettuata sui depositi di contesti in grotta selezionati del Carso triestino e istriano (Boschian 1997, 2006; Boschian & Montagnari Kokelj 2000), in quanto, come vedremo, essi[3] hanno rappresentato il punto di partenza del nostro lavoro (Fig. 2).

L'esame delle sequenze stratigrafiche delle cavità carsiche ha portato all'individuazione, tra gli altri, di due tipologie di sedimenti, denominati rispettivamente *facies* 3 e 4 (Boschian & Montagnari Kokelj 2000: 340-345), di estremo interesse in quanto riconducibili alla frequentazione delle stesse per scopi pastorali. Tali depositi, in entrambi i casi di origine organica, ossia composti da residui (coproliti e sferuliti) derivati dalla digestione di vegetali da parte di erbivori domestici (capre e pecore, in particolare) e da fitoliti, presentano dal punto di vista macroscopico caratteri distintivi, facilmente riconoscibili, caratterizzandosi quali sequenze di livelli di colore nerastro alternati a livelli o lenti di colore biancastro ("layer-cake"), organizzati in cumuli convessi superiormente e piatti alla base, spessi anche diversi metri (*facies* 3) o quali depositi di colore uniformemente brunastro/scuro ad andamento suborizzontale e ampiamente distanziati tra loro (*facies* 4) (Montagnari et al. 2012: 30-31).

Sul piano interpretativo tali *facies*, le quali, va ricordato, risultano variabilmente attestate anche all'interno di uno stesso contesto in grotta (Boschian & Montagnari Kokelj 2000; Montagnari et al. 2012: 31 nota 6), vengono interpretate quale esito della stabulazione di animali allevati all'interno delle cavità secondo modalità che mostrano confronti stringenti con il modello dei livelli a *fumier* elaborato in relazione alle grotte pastorali del Midi-francese e della Liguria (Arene Candide). Dato di estremo interesse, al riscontro con i dati archeologici tale distinzione in *facies* si è rivelata significativa anche sul piano culturale e cronologico, documentando un utilizzo intensivo della cavità, scandito dalla successione di diversi episodi di utilizzo/abbandono degli spazi interni, oggetto di periodica disinfezione mediante l'accensione di fuochi, nel corso del primo Neolitico (*facies* 3: Neolitico di Danilo-Vlaška)[4]; una frequentazione più sporadica, senza incendio, ma connessa alla pratica di rimozione dei livelli di strame animale, nelle fasi postneolitiche (*facies* 4: fino agli inizi dell'età del Bronzo) (Montagnari Kokelj et al. 2012: 31). Nel complesso l'utilizzo prevalente delle cavità carsiche sembrerebbe comunque quello di stalle destinate al ricovero dei soli animali (cd. "grottes-bergeries") più che quello di luoghi atti ad ospitare contemporaneamente uomini ed animali (cd. "habitats-bergeries"). La generale bassa frequenza

1) Nel Carso triestino, un altopiano roccioso di altezza variabile compresa tra 100/200 e 800/900 m s.l.m. che occupa il settore nord-orientale dell'Italia e parte della Slovenia occidentale, sono censite oltre 3100 cavità naturali. Tra queste circa 180 hanno restituito tracce di frequentazione antropica riferibile ad un ampio arco cronologico, dalla Preistoria in avanti (es. Montagnari Kokelj & Cucchi 2002; Montagnari Kokelj et al. 2013).

2) Un elenco pressoché completo dei repertori materiali revisionati è disponibile in Montagnari Kokelj et al. 2002: 181, nota 3.

3) I contesti indagati, oltre alla Grotta di Pupićina in Istria, risultano complessivamente quattro: Grotta dell'Edera, Azzurra, Caterina e Lonza (Fig. 2). Per la discussione approfondita dei dati dei singoli contesti del Carso triestino vedasi "Appendix" in Boschian & Montagnari Kokelj 2000: 350-368.

4) Per una discussione aggiornata sulle problematiche culturali e cronologiche connesse al processo di neolitizzazione in Friuli Venezia Giulia, in sé e in rapporto all'Adriatico orientale, vedasi Ferrari et al. 2018.

dei materiali culturali, ceramici in particolare, complessivamente rinvenuti, si pone a ulteriore conferma di tale ipotesi interpretativa.

Come attestano i diversi casi citati dagli stessi autori delle indagini (Montagnari Kokelj et al. 2012: 31-33), l'aspetto macroscopico di tali *facies* di origine organica risulta peculiare al punto da poter essere riconosciuto eventualmente anche in assenza di analisi, qualora nei resoconti di scavo sia disponibile una loro descrizione puntuale.

Su tali premesse si fonda la nostra proposta di rilettura dei resoconti delle indagini di scavo condotte da Feruglio (1921) alla grotta del Foràn di Landri, nei quali, grazie alla disponibilità di accurate descrizioni delle successioni stratigrafiche incontrate nei diversi settori della grotta e delle rispettive caratteristiche composizionali, appare possibile riconoscere con relativa certezza l'evidenza di un utilizzo della cavità per scopi pastorali.

Proprio perché riteniamo prioritaria nell'analisi del fenomeno pastorale la sua dimensione territoriale[5], nella nostra discussione l'analisi dei dati contestuali del singolo sito, la grotta del Foràn di Landri, sarà preceduta dalla più ampia disamina dei dati etno-storici disponibili per tale comparto territoriale. Siamo infatti convinti che l'identificazione di un sito pastorale, oltre all'individuazione dei dati strutturali in senso stretto (manufatti ed ecofatti) connessi all'occupazione di gruppi mobili (cosa?), debba necessariamente tenere in primaria considerazione il rapporto spaziale intercorrente tra il sito stesso e il territorio nel quale si trova inserito (dove?) dal momento che solo quest'ultimo, nel suo complesso, rappresenta l'ambiente rilevante in cui si è attuata la frequentazione pastorale[6]. La scala territoriale, nel caso di contesti come il Foràn di Landri, per cui disponiamo di una documentazione stratigrafica parziale e lacunosa, serve anche in certa misura a limitare l'inevitabile perdita di dati conseguente a vecchie indagini condotte con metodi ormai superati, e ad elaborare, attraverso la comparazione con i dati storici ed etnografici, possibili trend generali dello sfruttamento pastorale nell'area indagata, sempre comunque ben tenendo a mente che "tradizionale" e "antico" non sono necessariamente sinonimi (Migliavacca et al. 2015: 611).

Che la frequentazione pastorale delle Valli del Natisone costituisca un fenomeno di più ampia scala sembra indiziato anche dalle evidenze contestuali provenienti da un altro sito in grotta, la Velika Jama (comune di Savogna; Musoni 1905: 89)[7], le quali paiono suggerire, sebbene con minor forza rispetto a quanto rilevabile al Foràn di Landri, un utilizzo integrato degli spazi interni della cavità da parte di uomini e animali.

La pastorizia lungo le Valli del Natisone: i dati etnografici e storico-archeologici provenienti dal territorio

L'analisi diacronica del fenomeno pastorale nelle Valli del Natisone non può che prendere avvio dalle considerazioni presenti nello studio etnografico realizzato da Musoni ai primi del Novecento, focalizzato sulle forme di adattamento antropico (intensità e distribuzione della popolazione, localizzazione dei centri abitati, forma delle abitazioni, attività tecno-economiche di produzione) all'ambiente carsico nel bacino medio del Natisone (Musoni 1914). Tale studio, cui va il plauso di aver documentato contesti e usanze che di lì a pochi anni sarebbero scomparsi, rimane ad oggi senza confronti per l'area in oggetto.

Come lo studioso chiaramente dimostra in più punti del suo resoconto, la specificità geomorfologica ed ecologica propria dell'ambiente carsico agì da fattore primario nel determinare le forme peculiari dello spostamento pastorale stagionale (alpeggio) praticato nelle Valli, distinto dal tipo alpino e più in particolare carnico della *malga*, tradizionalmente detta anche *alpe* o *montagna* (Musoni 1914: 112; Pascolini 2001: 74 segg.), e rispondente piuttosto al modello slavo delle *planine*.

5) L'interpretazione dei siti pastorali non può prescindere dalla valutazione integrata del più ampio contesto territoriale in cui si attua l'organizzazione socio-economica dei gruppi pastorali stessi: "*the archaeology of pastoralism must go beyond the quest for the typical pastoral site, to include a fuller understanding of how pastoralists have used landscapes*" (Chang 1992: 71).

6) Cfr. Carrer 2012.

7) Rispetto al Foràn di Landri i dati sono in questo caso più lacunosi e incerti. Musoni si limita infatti a riportare il rinvenimento, successivo alla rimozione di 90 m^3 di "terriccio", di "*tre depositi di ceneri […] con avanzi di legno in parte carbonizzati, in parte induriti dal carbonato di calce che li aveva incrostati: ed ivi stesso, come pure, sebbene in minor copia, in altri punti della grotta si rinvennero frammenti di vasi fittili e ossami di animali*" (Musoni 1905: 89). All'occupazione diretta della grotta da parte dell'uomo rimanda invece la presenza di un focolare (Alfonsi 1912: 64), rinvenuto a ridosso della parete sinistra della cavità, in una posizione riparata ma non lontana dall'ingresso e comunque spazialmente separata dai depositi di ceneri segnalati in precedenza da Musoni, i quali si localizzavano: (a) sul fondo, (b) all'inizi della sala interna e (c) a ridosso della parete destra in posizione quasi contrapposta a quella occupata dal focolare (Musoni 1904: figura a pag. 50). La struttura di combustione si componeva di due lastre in pietra infitte verticalmente nel deposito racchiudenti a loro volta un piano in battuto di argilla con tracce di rubefazione su cui si conservavano resti di carboni e ceneri stratificate insieme a resti animali e frammenti ceramici. I dati disponibili non consentono comunque di stabilire le relazioni stratigrafiche dei depositi indagati nel loro insieme, e, in particolare, quelle intercorrenti tra i "depositi di ceneri" sopra descritti e la struttura antropica, per cui il possibile uso promiscuo della cavità da parte di uomini e animali rimane un'ipotesi non meglio verificabile.

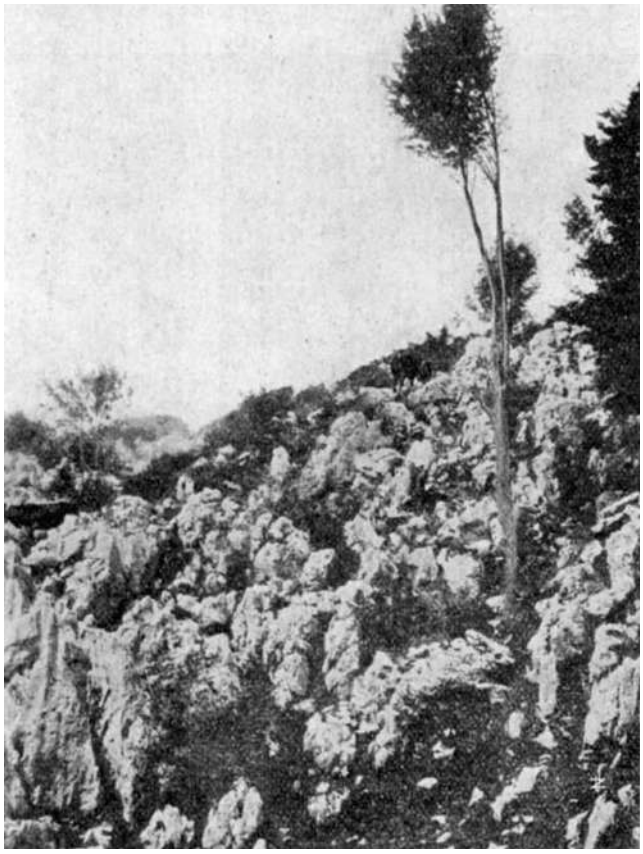


Fig. 3 - Esempio di area modellata dal fenomeno carsico sul Monte Matajur, sfruttata per fini pastorali (Musoni 1914: 116, fig. 5).
- *Example of an area shaped by karstic phenomenon on Mt Matajur exploited for pastoral purposes (Musoni 1914: 116, fig. 5).*

Fig. 4 - Area carsica sul Monte Matajur sfruttata a fini pastorali: si nota un casone e la dolina con una pozza d'acqua (Musoni 1914: 123, fig. 8).
- *Karstic area on Mt Matajur used for pastoral purposes: a "casone" and a sinkhole with a waterhole is clearly visible (Musoni 1914: 123, fig. 8).*

Gli insediamenti in cui si articola la *planina*[8], distinti tra villaggi permanenti e temporanei, risultano funzionali allo svolgimento di attività economiche essenzialmente di sussistenza in cui pratiche agricole eseguite a scala ridotta, allevamento animale e commercio dei prodotti secondari (carni macellate, burro, formaggi) effettuato *in loco* o a breve distanza dal luogo di produzione, si integrano necessariamente al fine di garantire la sopravvivenza dei nuclei familiari (Musoni 1914: 104, 110).

La localizzazione dei villaggi permanenti, attestati ad una quota massima compresa circa tra gli 800 e i 1000 m s.l.m., risente della specifica conformazione delle Prealpi meridionali, con vette che non raggiungono in media le quote del settore alpino e si presentano spesso come cime isolate, separate tra loro da notevoli distanze e con versanti ripidi, esposti ai venti che le rendono del tutto inospitali (Monti Lubja, Mia, Matajur) (Figg. 3 e 4) e solo rare dorsali, quasi pianeggianti, con estesi pascoli praticabili (Altopiano di Kolovrat).

La componente più caratteristica di tale modello di sfruttamento integrato del territorio carsico è data dalla presenza di villaggi estivi temporanei composti da edifici detti "casoni", suddivisi in gruppi di tre per ciascun proprietario (ad es. nei villaggi di Narazuore e Pradolino sul Monte Mia) e utilizzati rispettivamente come abitazione-cucina, cantina del latte e stalla per gli animali. In altri casi (es. villaggi di Mersino e Montemaggiore sul Monte Matajur) pur possedendo i proprietari un solo edificio, la medesima suddivisione funzionale degli spazi veniva garantita dalla presenza di due piani, ripartiti fra l'alloggio dei pastori e il fienile al primo piano, e la stalla degli animali al piano terra. Attività svolte in comune in edifici appositi erano in questo caso la cucina e la latteria.

L'adattamento antropico all'ambiente carsico mostra scelte peculiari anche nella selezione dei luoghi ove

8) Nel modello delle *planine*, attestato anche lungo la Valle del Torre e in Val Resia, sono i singoli pastori, proprietari del bestiame e delle abitazioni temporanee, a condurre stagionalmente gli animali ai pascoli in alta quota, mentre la sola attività svolta a livello comunitario è la produzione del formaggio, non del burro, la cui lavorazione spetta a ciascun nucleo familiare nel casone di proprietà (Musoni 1914: 109). Il modello della casera, o latteria sociale, caratteristica di tutta la regione alpina, si ritrova invece nei villaggi sul Monte Matajur come Mersino (Musoni 1914: 119). Per le caratteristiche proprie dell'alpeggio friulano, o meglio carnico, e per il suo sviluppo in senso diacronico vedasi Pascolini 2001.

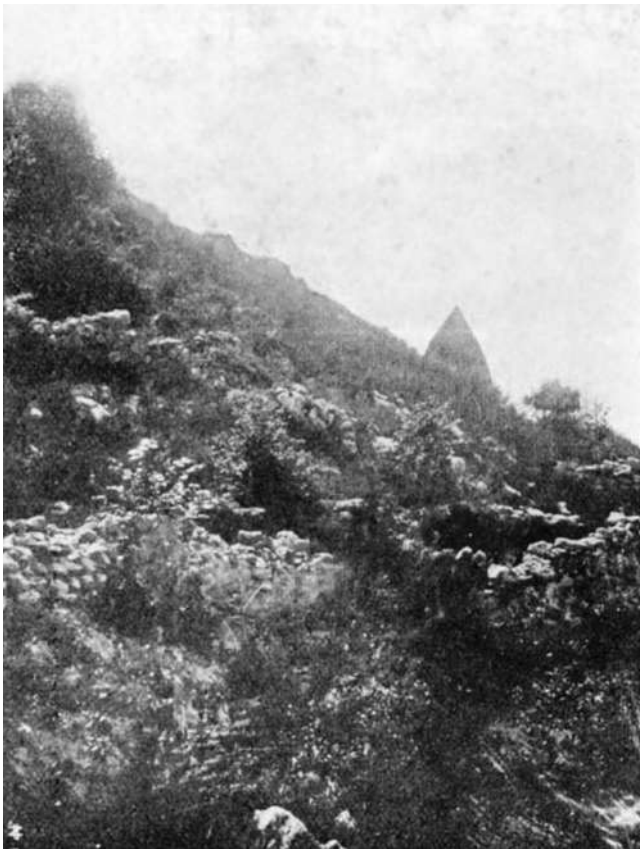


Fig. 5 - Rovine del villaggio estivo temporaneo di Narazuore nel versante sud occidentale del Monte Mia (da Musoni 1914: 109, fig. 2).
- *Ruins of the temporary summer village of Narazuore on the southwestern slope of Monte Mia (from Musoni 1914: 109, fig. 2).*

stabilire i villaggi temporanei e nelle forme dell'architettura degli edifici. In più casi (Narazuore e Pradolino sul Monte Mia, Mersino sul Matajur) la localizzazione dei villaggi satellite mostra una predilezione per doline, insenature naturali e depressioni carsiche in quanto luoghi protetti dai venti. Tra tutti ricordiamo in particolare il caso del villaggio di Narazuore "fabbricato sulle pareti e sul fondo di una depressione allungata nel senso della pendenza della montagna e detta Na-Razuore = Sopra il solco" (Musoni 1914: 107) (Fig. 5). Le stesse stalle del villaggio, strutture rudimentali con tetto formato da frasche appoggiate su di un telaio ligneo e costruite su due lati con semplici strutture in pietra a secco e con "una parete, la più solida, costituita dalla montagna, alquanto incavata, a cui si appoggiavano" (Musoni 1914: 108), presentano l'aspetto di ripari in cui gli alzati costruiti artificialmente sfruttano, su di un lato, le naturali rientranze della parete rocciosa.

Tale dato appare a nostro avviso significativo perché, se è vero che Musoni non fa mai riferimento allo sfruttamento diretto di cavità naturali come il Foràn di Landri, nel suo resoconto appare confermato l'utilizzo opportunistico di specifici elementi del paesaggio carsico. La presenza nella parete rocciosa di una serie di rientranze più o meno ampie, potenzialmente utilizzabili per la costruzione di veri e propri ripari, si segnala anche al Foràn di Landri in corrispondenza della parete verticale che costeggia l'ingresso della cavità (Fig. 6). In tale punto, l'attestazione di eventuali tracce riferibili a strutture di ricovero per gli animali risulta oggi purtroppo non più verificabile a causa del forte rimaneggiamento subìto dall'area in tempi recenti con l'impianto di attrezzature per la sosta dei visitatori e la partenza di percorsi di arrampicata.

Altro aspetto significativo è quello relativo all'organizzazione della mobilità pastorale, che mostra nelle Valli del Natisone una spiccata variabilità. Lo schema classico dell'alpeggio, vale a dire lo spostamento verticale tra il villaggio stabile a bassa-media quota e i pascoli ad alta quota, risulta verificato nel solo caso di Montefosca (776 m s.l.m.) - Narazuore (950 m s.l.m.) sul monte Mia. Lo spostamento in senso contrario ossia discendente, dal villaggio permanente a quota superiore verso il villaggio utilizzato nelle mezze stagioni, è quello che caratterizza invece la frequentazione pastorale di Pradolino[9] (450 m s.l.m.), localizzato sul fondo dell'omonima gola, da parte delle genti provenienti da Goregnavas (629 m s.l.m.). Caso unico è poi quello di Predrobatz, villaggio posto sul primo terrazzo del Natisone di fronte al paese di Stupizza a soli 221 m s.l.m., che pur presentando i caratteri di un abitato stabile, era frequentato solo temporaneamente nel corso dei mesi estivi (da giugno a settembre) da 8-11 famiglie provenienti dai paesi, sempre di fondovalle, di Specognis e Podvarcis, distanti dal primo solo qualche chilometro (Musoni 1914: 115).

Anche gli aspetti dimensionali dei villaggi temporanei mostrano una certa varietà essendo rappresentati sia abitati relativamente consistenti, quali Narazuore sul monte Mia con ben 150 casoni (50 famiglie), ma anche abitati alquanto più piccoli come Pradolino e Tanadjamo[10] composti, in entrambi i casi, da solo 9 casoni (3 famiglie). Sul Matajur, il villaggio di Mersino (Musoni 1914: 117-121) appare articolato in due principali nuclei di edifici localizzati a quote diverse, - quello inferiore di

9) Nel caso di Pradolino il circuito pastorale risulta più articolato: il villaggio temporaneo veniva infatti frequentato dagli abitanti di Goregnavas solo da aprile a giugno, quando (dal 24 giugno) percorrevano i sentieri verso l'abitato di Narazuore per congiungersi con gli abitanti montefoscani qui risaliti. A settembre i pastori facevano quindi ritorno a Pradolino (dove alcuni si trattenevano per tutto l'anno a custodia del gregge) sino a novembre, quando la maggior parte degli abitanti facevano ritorno al villaggio-base di Goregnavas (Musoni 1914: 114).
10) Di tali casoni sopravvivono oggi dei ruderi anche noti con il toponimo "Malghe Tamparian". La prossimità spaziale tra questi ed alcune cavità carsiche, quali la Grotticella di Tanadjamo (Fr 38/134 reg.) in corrispondenza del declivio SW del Monte Mia e quella di Pod Jamo/Pod Jama (Fr 39/135 reg.) appare un elemento significativo, meritevole di ulteriori indagini al fine di verificare il possibile sussistere di uno sfruttamento antropico integrato, esteso anche alle cavità carsiche.

Fig. 6 - Vista generale della parete verticale che precede l'ingresso al Foràn di Landri.
- *General view of the vertical wall that precedes the entrance to the Foràn di Landri.*

14 casoni, quello superiore di circa 19 -, appartenenti ciascuno ad un singolo pastore.

Un elemento significativo descritto da Musoni che interessa qui sottolineare è la continuità abitativa di molti villaggi specializzati nell'allevamento dei caprovini, in più casi occupati, pur da un ristretto nucleo di membri del gruppo pastorale, anche nel corso dei mesi invernali. Ricordiamo ad esempio, il villaggio di Narazuore, dove, dopo il ritorno all'abitato base, si tratteneva "*tutto il bestiame minuto che vi soggiornava tutto l'anno, con pochi custodi i quali si davano il cambio, cui molte volte l'inverno seppelliva sotto la neve e segregava completamente da ogni consorzio umano. Durante quel tempo le capre mangiavano il bosco, le pecore si cibavano di poco fieno messo in serbo per loro durante l'estate*" (Musoni 1914: 110).

Analogo discorso può essere fatto per Pradolino, il cui utilizzo mostra una certa continuità nel corso di tutto l'anno: oltre ai picchi di frequentazione in primavera e, caso unico per le Valli, anche in autunno secondo quanto riportato dallo studioso, il villaggio specializzato nell'allevamento dei caprovini era abitato anche nel corso dei mesi invernali dai pochi pastori che vi soggiornavano a custodia delle greggi (Musoni 1914: 114).

Un simile modello di frequentazione antropica, limitata numericamente a pochi individui che rimangono in montagna a custodia delle greggi di pecore e capre nel corso dei mesi invernali, presenta elementi in comune con quello ipotizzabile per il Foràn di Landri, cavità che nei mesi invernali si presta quale ricovero ottimale per uomini oltre che per gli animali data la disponibilità di un ambiente interno piuttosto stabile, con variazioni termiche sensibilmente inferiori a quanto avviene all'esterno e temperatura media annua pari a circa 11°C[11].

Il fenomeno delle *planine* nelle Valli del Natisone è oggi esaurito. L'arco cronologico del suo sviluppo ha come punto d'arresto il periodo compreso tra la fine dell'Ottocento e i primi del Novecento, quando il cambio di regime nella gestione dei terreni prativi e un mutato equilibrio economico non determinarono solo la crisi della frequentazione pastorale delle Valli ma ne causarono altresì il progressivo spopolamento sino all'abbandono (Musoni 1914: 110-111, 124-125).

Andando a ritroso nel tempo, le evidenze documentarie di tipo sia storico che archeologico disponibili, pur lacunose per ragioni imputabili anche all'assenza di sistematicità nelle indagini di archivio e sul campo ad oggi condotte, consentono di mettere in luce alcuni elementi significativi che sembrano delineare una certa continuità nello sfruttamento a fini pastorali dei territori delle Prealpi Giulie meridionali[12] tra il Medioevo e l'epoca romana.

11) La temperatura all'interno di una cavità corrisponde all'incirca alla temperatura media annua del luogo in cui sorge, con oscillazioni non > 1°C da tale valore. Tale stabilità termica si verifica già dopo pochi metri dall'ingresso della cavità o poco più nel caso di aperture molto ampie come quella del Foràn di Landri (Badino 1995).

12) Tra le conclusioni del Progetto Interreg III A Slovenia - Italia "Tra Natisone e Isonzo: storia e archeologia di un territorio" (Chiabà et al. cur. 2007), vi è proprio l'idea, certamente necessitante di ulteriori dati provenienti dal terreno, che in tali territori "la pastorizia rappresenti un *continuum* dalla preistoria recente fin quasi all'età contemporanea" (Montagnari Kokelj 2007: 92).

Fig. 7 - Il bancone carbonatico (Megastrato di Vernasso) dove si apre il Foràn di Landri, nel Flysch del Grivò (foto I. Pecile).
- *The carbonatic megabed (Vernasso Megabed, Flysch del Grivò formation) where the Foràn di Landri develops (photo I. Pecile).*

Nel Medioevo i dati più significativi, stanti i dati editi, provengono dal periodo basso medievale (secoli XIV-XVI). Dopo il vuoto documentario del periodo tardo antico/altomedievale, le fonti scritte attestano infatti un rinnovato interesse per l'area, comprovato in primo luogo dal ripristino del tracciato viario romano lungo il Natisone, congiungente il centro di Cividale al Nord (Carinzia e Carniola), realizzato d'intesa con il patriarca Marquardo nel 1371 al fine di rivitalizzare le attività commerciali dell'area (Zenarolla 2007: 242). Lungo tale asse viario, come riportato in uno Statuto cividalese del 1378, transitavano greggi di capretti e di pecore oltre che bovini insieme ad altre merci tra cui, sin dal 1325, il sale[13], il cui monopolio era detenuto da Cividale, centro in cui si trovavano ben quattro magazzini erariali dedicati allo stoccaggio di tale bene prezioso (Zenarolla 2007: 242).

Nel corso del periodo medievale nel territorio forogiuliese l'attività pastorale appare articolata tra attività di trasformazione dei prodotti secondari, la lana in particolare, svolta a livello centralizzato, come attesta la menzione nei documenti dell'epoca di un fiorente lanificio a Cividale, insieme ai riferimenti a licenze per la vendita di lana a fiocchi e richieste di operai da impiegare nella produzione laniera in arrivo da Veneto e Carnia (Zenarolla 2007: 242-243), e attività "periferiche" quali lo sfruttamento pastorale dei territori di montagna, comprovato, sul piano archeologico, dalla frequentazione antropica delle grotte, utilizzate come ricoveri temporanei per uomini e animali. Alla Grotta di Cladrecis (Fr 1739/3351 reg.) e alla Šuošterjova Jama (Fr. 300/317 reg.) citate da Magrini & Kruh (2007: 87, nota 36), deve a nostro avviso essere aggiunto anche il sito del Foràn di Landri, la cui frequentazione di epoca medievale appare comprovata dai numerosi frammenti di ceramica grezza (olle)[14],

13) Quanto all'importanza della produzione e sfruttamento del sale a fini pastorali nell'area del Carso triestino sin dalla Preistoria, si rimanda a Montagnari Kokelj et al. 2018: 425-426 con relativa bibliografia.

14) L'analisi di tale repertorio ceramico (collezioni del Museo Archeologico Nazionale di Cividale del Friuli), condotta dalla dott.ssa A. Borzacconi, risulta attualmente in corso.

in alcuni casi recanti evidenti tracce di combustione, rinvenuti nel settore centro-occidentale (B/C) della cavità. Significativamente, tracce della frequentazione dei rilievi carsici, in questo caso riferibili nello specifico all'epoca basso medievale, risultano accertate anche per il villaggio temporaneo di Pradolino dove le indagini di superficie effettuate da un ricercatore locale hanno intercettato, tra i ruderi dei casoni, un consistente numero (circa 50) di recipienti ceramici, sempre rientranti nel tipo dell'olla ad impasto grezzo[15], cronologicamente inquadrabili tra il XV e il XVI secolo (Magrini & Kruh 2007: 87, nota 38).

Quanto al periodo romano, l'isolamento della Valle di Prestento in cui sorge la cavità in oggetto, posta in posizione marginale rispetto alle direttrici viarie principali, - la via romana verso il Norico (Cividale-*Virunum*) e quella verso i territori orientali (Cividale-*Iulia Emona*) -, sembra dover essere riletto alla luce dei dati archeologici che provengono dal territorio. Ci riferiamo al rinvenimento del tracciato iso-orientato, parzialmente messo in luce nei pressi del castello medievale di Guspergo, in seguito a sondaggi conoscitivi eseguiti nell'ambito del Progetto Interreg "Tra Natisone e Isonzo: storia e archeologia di un territorio" (Maggi & Žbona Trkman 2007: 63). Tale tracciato viario, a partire dall'area sottostante il castello, che è noto essere stato occupato anche in epoca romana, procedeva dall'area di Sanguarzo verso quella di Torreano per passare poi nella Valle di Prestento. Tali dati, seppur preliminari e limitati, lasciano ipotizzare l'esistenza di un sistema viario[16] ramificato e capillare (per uomini e animali?) in grado di mettere in comunicazione le aree vallive periferiche con i principali centri romani presenti in regione o nei territori d'oltr'alpe.

Gli spunti più significativi sulla possibile esistenza in epoca romana di attività pastorali legate alla transumanza delle greggi sono rintracciabili nell'interessante

15) Tali materiali, attualmente conservati presso il Museo Archeologico Nazionale di Cividale del Friuli, risultano ancora inediti.

16) Secondo Modugno la viabilità di epoca romana si svilupperebbe in continuità con le fasi protostoriche precedenti, essendo plausibile ritenere che i Romani abbiano ripristinato e consolidato "*mutatis mutandis*, quegli stessi itinerari, lungo i quali nel corso dei secoli erano passati uomini, merci, animali e credenze religiose" (Modugno 1999: 65).

studio di Zenarolla (2007, 2008) focalizzato sull'attestazione delle statuette raffiguranti il dio *Hercules* nel territorio di *Forum Iulii*[17]. La distribuzione dei reperti archeologici analizzati mostra infatti una loro privilegiata relazione con i principali assi viari congiungenti Cividale con l'area di Aquileia, da un lato, e il settore alpino, dall'altro (Zenarolla 2007: 241), lungo i quali, in relazione a probabili luoghi di culto, la cui localizzazione risulta ad oggi solo indiziaria, *Hercules* poteva essere venerato nella sua originaria veste di protettore dei traffici e dei commerci o, più specificamente, in quella di protettore delle greggi transumanti, ruolo che gli era proprio sin dal VI secolo a.C. nei territori dell'Italia centro-meridionale[18](Zenarolla 2007: 242).

Per il territorio cividalese va comunque sottolineata l'assenza, ad oggi, di dati certi di tipo sia archeologico che storico[19]- epigrafico comprovanti la specifica esistenza di attività pastorali e di trasformazione dei prodotti secondari. Tale evidenza negativa deve comunque essere letta anche alla luce, come sottolinea la stessa Zenarolla (2007: 242), della mancanza di ricerche sistematiche sul terreno rivolte alla documentazione di contesti, quali quelli pastorali, per loro natura non-monumentali e di bassa visibilità nel record archeologico e dell'importanza solo secondaria che sino ad anni recenti è stata assegnata allo studio di specifiche classi di materiali "poveri", quali ad esempio pesi e fusaiole, che rappresentano indicatori archeologici preferenziali per l'individuazione di attività tecnico-economiche connesse alla pastorizia.

Il sito di Foràn di Landri: inquadramento geomorfologico della cavità

La grotta del Foràn di Landri (Fr 46/11 reg., Torreano di Cividale, Udine) si apre ad una quota di 485 m s.l.m., ai piedi di una parete rocciosa conglomeratica alta circa 50 m compresa tra il Monte Piccat e il Monte S. Lorenzo (Fig. 7), nei pressi dell'omonimo corso d'acqua, il Rio Foràn, affluente minore del Torrente Chiarò (anche detto Sclesò). La cavità è scavata in un banco calcarenitico all'interno del Flysch del Grivò (Paleocene-Eocene), meglio noto come "Megastrato di Vernasso", che, qui profondo una decina di metri, può arrivare a superare i 60 m di spessore (Tunis & Venturini 1997: 45). Il "Megastrato di Vernasso" è uno dei numerosi livelli calcarenitici intervallati alla potente successione marnoso-arenacea che funge da substrato impermeabile a questi stessi banconi carbonatici che, risultando spesso carsificati, presentano al loro interno sistemi sotterranei che raggiungono anche sviluppi considerevoli: se al Foràn di Landri si raggiungono circa i 300 m, in altri contesti, quali la non lontana Grotta di San Giovanni d'Antro (Pulfero, UD), si superano i 5 km. Questa situazione di alternanza fra livelli erodibili (Flysch) e più resistenti (banconi calcarenitici) ha un evidente riflesso nella morfologia dell'area nella quale i banchi carbonatici affioranti, ben visibili, sono spesso caratterizzati da pareti verticali, mentre i livelli marnoso-arenacei, rapidamente erosi, originano forme più morbide.

La cavità presenta un ingresso ampio, di forma irregolarmente ellittica, seguito da un vestibolo che immette ad una sala a pianta sub-circolare di circa 20 m di diametro (Maddaleni 2017: 93) (Figg. 8, 9, 11). Da questa si dipartono, a destra, una galleria ampia ma a ridotto sviluppo lineare e, a sinistra, una stretta galleria che conduce al primo dei quattro sifoni di cui si compone la cavità, oggetto anche in anni recenti di ricerche speleologiche (D'Andrea 1992, 1997; Colautti 2019).

La grotta, che rappresenta il punto di uscita del sistema carsico da cui fluitano all'esterno le acque di percolazione e ruscellamento provenienti dall'area sovrastante, è attraversata in senso N-S da un corso d'acqua a regime torrentizio con portata fortemente condizionata dalle precipitazioni, oggi formante, nel settore W della sala principale, un laghetto poco profondo (Fig. 9). I depositi attualmente presenti nella grotta mostrano granulometrie variabili in base alla diversa energia delle acque di ruscellamento: nelle zone in cui le acque hanno mag-

17) Significativamente le attestazioni archeologiche di *Hercules* ad oggi note si localizzano nell'*ager* circostante *Forum Iulii*, mentre assenti risultano le testimonianze riferibili al centro cittadino (Zenarolla 2007: 240).

18) In merito all'origine centro-meridionale del culto di *Hercules* va altresì ricordato che *gentes* di origine centro-italica appaiono attestate sin dalle fasi più antiche della vita della colonia latina di Aquileia, come dimostra l'analisi dell'onomastica dei fedeli nei testi di dedica al dio. Nell'interpretazione messa in campo dagli studiosi si ipotizza quindi che la diffusione del culto di *Hercules*, in quanto nume tutelare delle greggi e della pastorizia, sia stata veicolata dalle genti di origine centro-italica che, una volta giunti ad Aquileia, scelsero di riprodurre gli stessi modelli di sfruttamento del territorio presenti nelle loro regioni di origine (Zenarolla 2008: 298-299). Come afferma la stessa Zenarolla, riportando una tesi di Verzár-Bass, è dunque possibile ipotizzare che "*all'atto di fondazione di Aquileia la fonte di principale ricchezza per i coloni fosse costituita, più che dall'agricoltura (che richiedeva di certo tempi più lunghi necessari a bonificare e disboscare le aree fertili), dall'economia silvo-pastorale, praticata nella vaste zone boschive e incolte intorno alla città*" (Zenarolla 2008: 298).

19) Nelle fonti documentarie di epoca romana sono presenti specifici riferimenti, seppur indiretti, alla presenza di diffuse attività pastorali in alta quota (Carrer 2012: 73 segg. e nota 66). Carrer riporta in particolare un passo tratto dalle Georgiche di Virgilio (Libro III, vv. 474-481) in cui il poeta latino menziona specifici toponimi del comparto nord-orientale: "*Ben lo saprebbe chi le Alpi aeree e i villaggi sulle alture del Norico e i campi del iapide Timavo anche ora, dopo tanto, visitasse, regni abbandonati di pastori e pascoli in lungo e in largo vuoti. Lassù un giorno per ammorbamento dell'aria si formò una miserabile condizione di clima, arroventato da una completa siccità autunnale, che provocò una strage di ogni specie di animali, domestici e feroci, inquinò gli stagni, infettò le pasture.*" (trad. C. Carena).

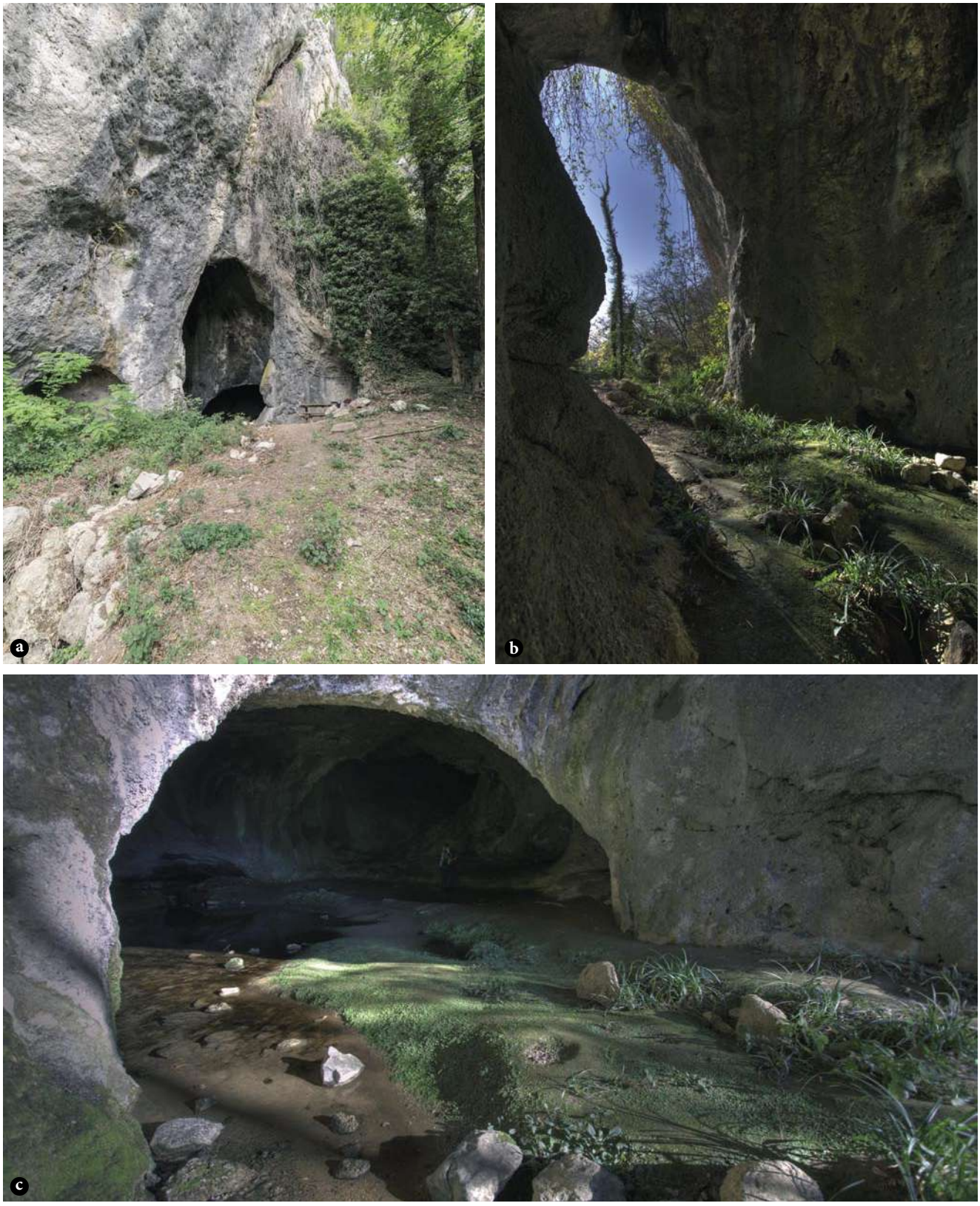


Fig. 8 - Foràn di Landri: vista di alcuni settori della cavità. L'ingresso visto dall'esterno (a, foto A. D'Andrea) e dall'interno (b, foto I. Pecile). Si nota come, dopo un vasto atrio, un ampio arco (c, foto I. Pecile) dia accesso alla parte interna della cavità. Il torrentello interno che prima degli interventi di Feruglio scorreva sulla destra (osservando la grotta dell'esterno), ora scorre sulla sinistra.

- *Foràn di Landri: view of some sectors of the cavity. The entrance seen from outside (a, photo A. D'Andrea) and from inside (b, photo I. Pecile). You can see how, after the first elliptical entrance, a large arch (c, photo I. Pecile) gives access to the internal part of the cavity. The internal stream that, before Feruglio's excavations, flowed on the right (looking at the cave from outside) and now flows on the left.*

Fig. 9 - Foràn di Landri: vista del settore centro-occidentale (B/C in Fig. 11) oggi occupato da un laghetto (foto A. D'Andrea).
- *Foràn di Landri: view of the central-western sector (B/C in Fig. 11) actually occupied by a shallow lake (photo A. D'Andrea).*

giore energia sono presenti ghiaie e, a seguire, sabbie e limi mentre all'altezza dei sifoni (eccetto il terzo) si rinvengono depositi di limi e argille che in alcuni casi (tratto immediatamente successivo al secondo sifone) sono di antica deposizione e presentano una potenza superiore al metro (Aviani & Dreossi 2019: 57). Da menzionare risulta inoltre la presenza di depositi di crollo in più punti della cavità, caratterizzati da massi di dimensioni variabili. Tali crolli hanno modificato l'aspetto originario della volta, ancora visibile solo in alcuni tratti (in corrispondenza del terzo sifone e dopo il quarto sifone) (Aviani & Dreossi 2019: 54).

Molteplici sono i fattori naturali che nel passato, anche recente, possono aver favorito la frequentazione umana della grotta (Tellini 1899; Feruglio 1921): l'orientamento a S dell'ingresso della cavità con conseguente disponibilità di buona illuminazione nella sala principale per gran parte della giornata, l'ampiezza di quest'ultima, facilmente praticabile dall'uomo data la relativa altezza del soffitto e, infine, la possibilità di disporre di un'ampia visuale, anche ad occhio nudo, sia sulla Valle di Prestento che sulle Valli contermini del Torre e del Natisone sino al litorale, grazie alla disponibilità di un ripiano naturale nello spazio immediatamente antistante l'ingresso della cavità (Fig. 10).

Il toponimo della cavità ("buca delle caverne") che combina il termine latino "foramen" ("foro", "apertura" e anche "spelonca") al friulano "landro" ("grotta", "cavità") (Frau 2007: 113; Aviani & Dreossi 2019: 41) evidenzia una caratteristica distintiva, per non dire emblematica, sia sul piano geomorfologico che culturale, del paesaggio dell'area delle Prealpi Giulie meridionali, costellato da numerose cavità carsiche in cui la frequentazione umana appare variabilmente attestata sin dalla Preistoria. Considerando la Valle di Prestento, va ricordata in particolare la cavità del Foràn des Aganis (Fr 48/122 reg.), ricavata nello stesso banco calcarenitico del Foràn di Landri, da cui dista meno di 1 km ma a cui non sembra essere collegata da gallerie sotterranee comunicanti (Aviani & Dreossi 2019: 60). Sebbene la grotta del Foràn des Aganis venga talora menzionata per il potenziale interesse archeologico del deposito, sigillato da uno strato argilloso di superficie (Maddaleni 2017: 96), le caratteristiche geomorfologiche[20] della cavità lasciano escludere che la stessa sia stata selezionata dall'uomo per scopi di tipo abitativo, anche temporaneo.

20) La cavità consta di un lungo e relativamente stretto corridoio che risulta agevolmente percorribile a piedi solo nel tratto iniziale, grazie al contenuto livello delle acque di ruscellamento provenienti dal fondo della grotta. Il settore più interno appare al contrario impraticabile se non per mezzo di attrezzatura subspeleologica. I depositi argillosi, anche abbondanti, si localizzano nella parte più interna della cavità, in corrispondenza dei brevi rami laterali e nel tratto antecedente l'ultima sala, dove associandosi a massi derivati dal crollo delle pareti o della volta, rendono impossibile la prosecuzione del cammino (vedasi http://www.catastogrotte.fvg.it/122-Foràn_des_Aganis, URL verificato in data 07/10/2020).

Fig. 10- Vista a SE verso la Valle di Prestento lungo il sentiero che conduce alla cavità: dallo spazio antistante l'ingresso è possibile dominare la valle del Torrente Chiarò e avere un'ampia visuale sull'Alta pianura.
- *SE view towards the Prestento Valley, taken from the path that leads to the cave. The terrace in front of the entrance overlooks the valley of Torrente Chiarò up to the upper Plain.*

Ricerche archeologiche al Foràn di Landri: osservazioni sulla successione stratigrafica dei depositi messi in luce nel corso degli scavi Feruglio (1921)

Le ricerche di interesse archeologico o meramente speleologico condotte al Foràn di Landri hanno una storia di lunga durata che prende avvio tra la fine dell'Ottocento e la prima metà del Novecento (Tellini 1899; De Gasperi 1908, 1910, 1916; Feruglio 1920, 1921) e giunge alle indagini condotte, sino ad anni recenti, da numerosi gruppi speleologici regionali, tra i quali si segnalano in particolare per la continuativa serie di attività svolte, il Circolo Idrologico e Speleologico Friulano (CSIF) (Caracci & Moro 1960; Del Fabbro 1975; D'Andrea 1992, 1997) e il Forum Julii Speleo (Toffoletti 2018; Colautti 2019).

In questa sede, vista la recente pubblicazione di lavori di sintesi in relazione alla storia delle ricerche condotte nel sito (Maddaleni 2017: 93-95; Roma et al. 2019), cui si rimanda per eventuali approfondimenti, si è scelto di focalizzare la discussione sui dati di tipo strettamente contestuale connessi agli scavi condotti da Feruglio nel corso del 1921 (Feruglio 1921), i soli ad aver estensivamente investigato stratigraficamente i depositi interni della grotta e a presentare una documentazione relativamente esaustiva dei risultati ottenuti[21] (Fig. 11).

Se ben noti sono i limiti conoscitivi implicitamente connessi a indagini di scavo datate come quelle in oggetto, nel caso del Foràn di Landri l'impossibilità di correlare in modo sistematico, sia stratigraficamente che spazialmente, i manufatti e le faune messi in luce in relazione ai diversi settori della grotta descritti da Feruglio (1921), sui cui risulta apposta la sola sigla della località ma non le coordinate puntuali del rinvenimento[22] (Visentini & Maddaleni 2008: 93), pone dei limiti difficilmente superabili (v. *infra*) ai fini della ricostruzione puntuale della sequenza crono-culturale propria dell'occupazione antropica della cavità, nel complesso riferibile all'Olocene[23].

21) Ulteriori sondaggi, tutti conclusisi però con esito negativo, vennero effettuati nel 1970 da Del Fabbro (1975: 23, fig. 12) in corrispondenza del settore E del vestibolo prossimo all'ingresso.

22) L'importanza scientifica dell'associazione reperto/contesto di provenienza era peraltro ben nota allo stesso Feruglio (1921: 4).

23) I risultati preliminari della revisione dei materiali, attualmente in corso, sembrano delineare elementi cronologici relativamente più definiti, con evidenze che si estendono dalla Pre-Protostoria (Eneolitico-Età del Bronzo) sino all'epoca storica (con particolare riferimento all'Alto e Basso Medioevo).

Il 10 marzo del 1921 quando Feruglio diede inizio alle indagini sistematiche nella cavità[24], il piano pavimentale della grotta appariva costituito da un terriccio di colore giallastro-scuro a matrice sabbioso-argillosa riconducibile al deposito dei sedimenti trasportati dal ruscello che lo attraversa. Al suo interno erano sparsi numerosi frammenti rocciosi, plausibilmente derivati da crolli naturali della volta, che vennero tolti e gettati al di fuori dell'ingresso.

Quanto al ruscello che si origina sul fondo della sala principale, va evidenziato che, come documentato nella prima pianta del sito realizzata da Tellini (1899: 9) e nella successiva, relativa agli scavi di Feruglio (1921; Fig. 11), il suo corso era in quei tempi localizzato in corrispondenza del settore E della grotta da dove "uscito all'aperto, passa sotto ad un piccolo arco naturale prima di gettarsi nel vicino rio Foràn" (De Gasperi 1916: 50). La situazione attuale, che vede il corso deviato a W dove, nel tratto compreso tra il centro della sala principale e le pareti occidentali della cavità, forma una estesa pozza poco profonda, appare conseguente al disturbo derivato dalle operazioni di scavo che compresero, preliminarmente all'esportazione dei livelli del deposito, l'approfondimento del letto del corso d'acqua e la costruzione di una trincea in corrispondenza dell'ingresso, funzionale al contenimento e alla deviazione delle acque interne (Feruglio 1921: 4).

L'impressione iniziale registrata da Feruglio è quella di un deposito non intaccato da scavi sufficientemente profondi da aver disturbato in misura significativa la sequenza stratigrafica originale (Feruglio 1921: 4). Lo stesso studioso ricorda però di aver notato, proprio sulla superficie del deposito al tempo costituente il piano di calpestìo, la presenza di "qualche buco poco profondo" (Feruglio 1921: 4), la cui origine sembra

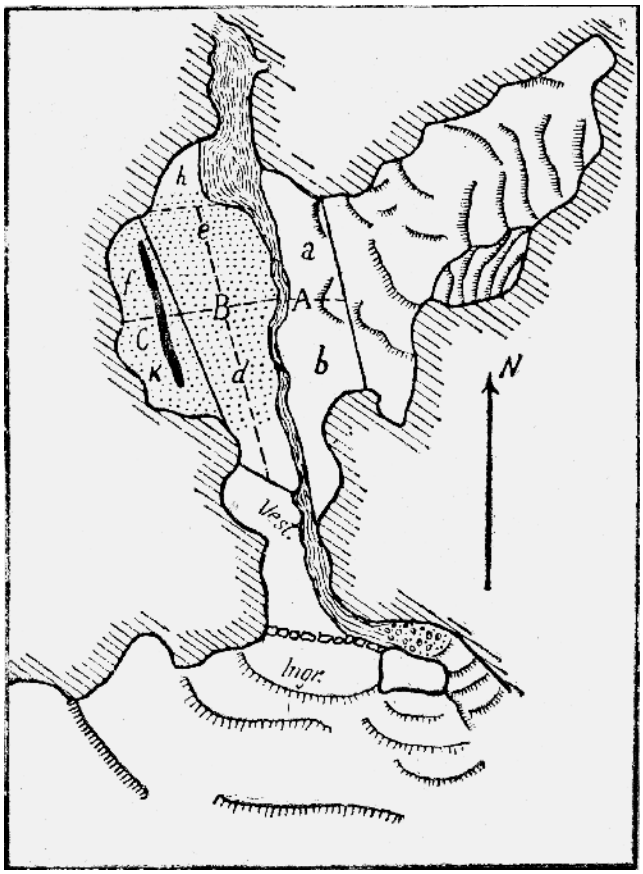


Fig. 11 - Pianta generale della cavità (scavi Feruglio 1921) con indicazione dei vari settori/sub-settori indagati (da Feruglio 1921: 6, fig. 1), scala 1:500. Oltre il sifone del punto h la cavità prosegue per circa 200 metri.
- *Plan of the cavity (Feruglio excavations 1921) with indication of the various sectors/sub-sectors investigated (from Feruglio 1921: 6, fig. 1), scale 1:500. Beyond the siphon (point h) the cavity continues for about 200 meters.*

essere riconducibile sia all'azione delle acque interne che a disturbi operati dall'uomo. Quanto agli interventi antropici, la spiegazione di Feruglio, che riferisce lo scavo di tali "buchi" al "*proprietario del fondo che col terriccio levato nell'interno della grotta aveva spianato la breve terrazza che vi si estendeva sul davanti*" (Feruglio 1921: 4), sembra trovare una possibile conferma nelle note di De Gasperi poste di seguito alla breve menzione dell'esito negativo dei sondaggi da lui stesso effettuati nella cavità, laddove egli riporta la voce giuntagli all'orecchio di un precedente rinvenimento di alcuni "pezzi di ferro" e di un "*ordigno che parrebbe, stando alle descrizioni, di bronzo*" (De Gasperi 1910: 68). De Gasperi, che non aggiunge altri dettagli descrittivi, ritiene che tali manufatti siano "recenti" e che possano essere il lascito della frequentazione della grotta da parte di un abitante del luogo che scelse di ritirarsi al Foràn in eremitaggio "*dedicandosi alla coltura di quelle poche piante che ancora si vedono nella spianata davanti alla grotta*" (De Gasperi 1910: 68), anche con l'apporto di terriccio alluvionale ricavato dai depositi presenti nella sala interna. Evidenze di rimaneggiamento del deposito

24) Già nell'aprile del 1920 Feruglio aveva effettuato due sondaggi preliminari nella grotta (Feruglio 1920: 64). Di questi, il primo venne realizzato "sulla destra del rigagnolo che traversa la grotta" plausibilmente in corrispondenza del settore centrale della cavità poi denominato (B), e il secondo nel settore est (A) della cavità dove, al di sotto di uno spesso crostone stalagmitico, emersero resti (un dente, alcuni frammenti) di Orso delle caverne. Quanto alla stratigrafia del primo sondaggio, appare significativo rilevare che lo strato argilloso di colore cinereo, della potenza stimata di circa 1,50 m (poi denominato US3), giacente al di sotto di uno strato composto di ghiaie (poi denominato US2/2a), presentasse "un interstrato spesso da 3 a 5 decimetri di guano di pipistrelli" (Feruglio 1920: 64). Sebbene non sia possibile risalire alla esatta localizzazione e alle dimensioni effettive del sondaggio, la presenza di tale interstrato di guano di pipistrello appare un indicatore significativo, evidenziando l'esistenza, all'interno dello strato argilloso cinereo (US3), di almeno una discontinuità deposizionale, vale a dire di un periodo di interruzione nella formazione dello stesso che, in base alla tipologia della colonia di chirotteri presenti nelle cavità dell'area (es. Foràn des Aganis) e alla potenza del deposito di deiezioni, è verosimilmente stimabile in almeno qualche decennio (Luca Dorigo, MFSN sez. Zoologica, com. pers. 2019).

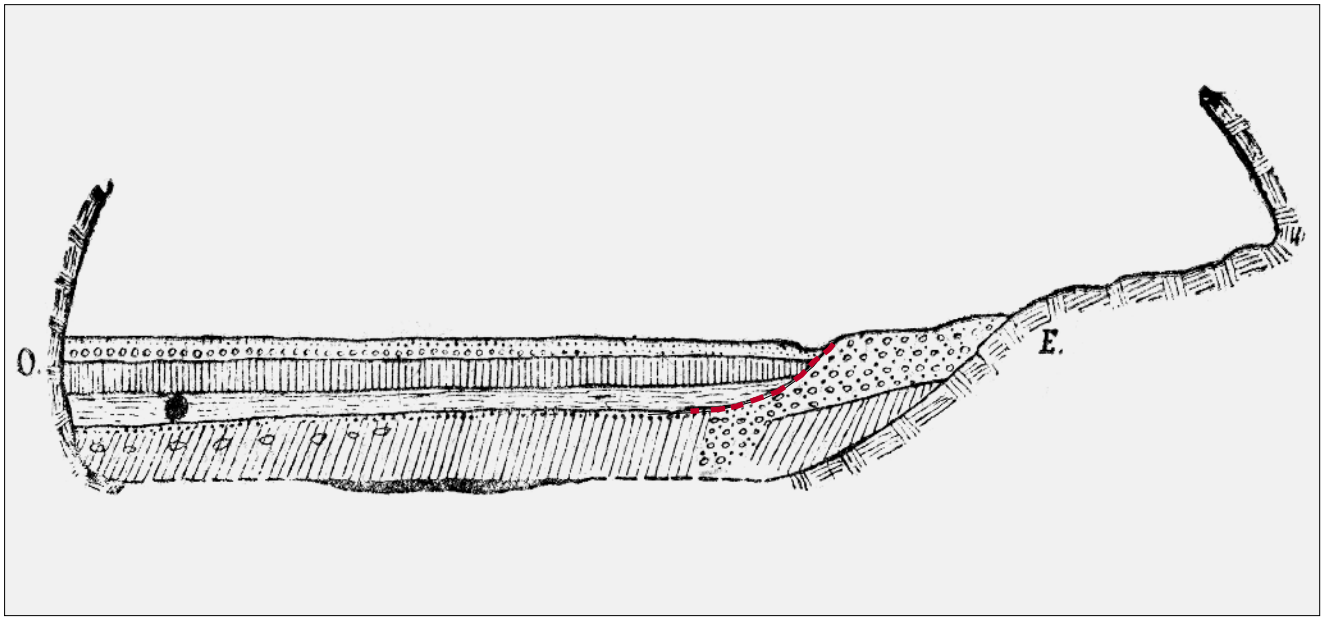


Fig. 12 - Sezione trasversale (E-W) della cavità tracciata lungo la linea divisoria tra i sub-settori a-b in (A), d-e in (B) e f-k in (C) con indicazione delle due sequenze stratigrafiche rinvenute. In rosso viene indicata la possibile presenza di un'originaria interfaccia negativa (rielab. da Feruglio 1921: 9, fig. 4).
- *Cross section (E-W) of the cavity traced along the dividing line between the sub-sectors a-b in (A), d-e in (B) and f-k in (C) with indication of the two stratigraphic sequences found. The possible presence of an original negative interface is shown in red (rielaborated from Feruglio 1921: 9, fig. 4).*

US	DESCRIZIONE	MISURE (spessore)	STATO DI CONSERVAZIONE	MATERIALI ASSOCIATI
superficie[25]	Livello a matrice sabbioso-argillosa di colore giallastro-scuro a bassa plasticità, con inclusi in pietra calcarea di medie-piccole dimensioni, compattati	0,20 m	disturbato	n.d[26].
1	Livello a matrice sabbioso-argillosa di colore grigio-giallastro scuro, poco compatto, con inclusi in pietra calcarea di medie-piccole e più raramente grandi dimensioni	0,50/0,80 m	disturbato	fauna selvatica (*Ursus spelaeus*), ceramica, industria litica, carbone
2	Livello a matrice sabbioso-argillosa di colore biancastro/giallo pallido, tenace, con inclusi in pietra calcarea di medie-piccole e più raramente grandi dimensioni	0,10/0,20 m circa		sterile
3	Livello di marna grigia	n.d.		sterile

Tab. I - Rielaborazione della sequenza stratigrafica dei livelli rinvenuti in relazione al settore di scavo orientale (A: a+b) (da Feruglio 1921).
- *Rielaboration of the stratigraphic sequence of the levels found in relation to the eastern excavation sector (A: a+b) (from Feruglio 1921).*

25) Nella descrizione delle successioni stratigrafiche rinvenute nei diversi settori Feruglio non assegna alcun valore numerico all'US superficiale in A, mentre in B/C la designa come US1. A ragione di tale discrepanza e in modo da rispettare la numerazione degli strati presente nel testo e nella documentazione grafica originale, in entrambi i casi questa è stata designata come "superficie". Alla stessa fa seguito o si associa la numerazione degli strati come riportata in Feruglio 1921.

26) Tra i materiali presenti nella collezione del Museo Archeologico Nazionale di Cividale del Friuli sono conservati alcuni reperti ceramici e in pietra pesante (un frammento di pietra arenaria).
I reperti riportano la sigla "sup. r.", forse corrispondente a "superficie rimaneggiata"(?), senza ulteriori elementi che consentano di riferirli ai diversi settori (A o B/C) nei quali sono stati rinvenuti da Feruglio.

erano del resto estese a tutta l'area più esterna della cavità, compresa tra il vestibolo e l'ingresso, dove, proprio a causa della scarsa attendibilità stratigrafica, lo stesso Feruglio (1921: 10) scelse di interrompere lo scavo prima del raggiungimento dei livelli naturali sterili.

I dati stratigrafici rilevati da Feruglio evidenziano la presenza, nell'area indagata di almeno due diversi contesti deposizionali: il primo caratterizzante il settore orientale (A) e il secondo i settori centro-occidentale (B e C) (Figg. 11 e 12).

La sequenza stratigrafica nel settore (A), distinto a sua volta nei sub-settori (a) a NE e (b) a SE (Fig. 11), appare sostanzialmente coerente in tutta l'area. Il deposito, naturalmente inclinato a gradinata da E verso il centro della sala principale della cavità a W, appare contraddistinto da una sequenza stratigrafica (profondità max 1,20/1,30 m) riassumibile come indicato in Tabella I.

Tale sequenza mostra, a partire dal basso, due livelli naturali (US3 e 2) consistenti nel fondo roccioso in marna della cavità e nel soprastante livello interpretabile come disfacimento della marna stessa (per cui vedasi US7 e 6 nei settori B/C). Seguono due livelli (US1 e superficie) con matrice sabbioso-argillosa di colore grigio-/giallastro scuro, tra cui US1 ha restituito, in entrambi i sub-settori (a e b), evidenza di reperti faunistici riferibili esclusivamente a *Ursus spealeus* (Feruglio 1921: 6, 11), emersi ad una profondità di circa 0,30/0,40 m.

In base alla presenza di tale repertorio faunistico il livello risulta cronologicamente riferibile al Pleistocene, con un limite *ante quem,* corrispondente al momento della scomparsa di tale specie, che studi recenti fissano nell'area alpina a partire da circa 24.000 anni BP (circa 27.800 cal. yr BP), approssimativamente coincidente con gli inizi del III Stadiale della Groenlandia (circa 27.500 cal. yr BP) (Pacher & Stuart 2008: 199)[27]. Lo stato di disturbo dello strato (US1)[28], confermato dal rinvenimento delle ossa di *Ursus spelaeus* in associazione a manufatti ceramici e litici oltre a resti carboniosi, a detta dello stesso Feruglio risulta dovuto ad un "profondo rimaneggiamento subìto posteriormente (e forse di molto) alla loro presenza nella grotta" (Feruglio 1921: 11). Tempi e modalità di tale azione di disturbo risultano di incerta definizione, non essendo possibile isolare tra i materiali litici e ceramici quelli originariamente compresi in tale complesso.

Quanto ai materiali faunistici selvatici appare in proposito significativo evidenziare la presenza di un'incongruenza nei dati disponibili in relazione alla provenienza di uno specifico reperto, il canino di *Ursus spelaeus* che Feruglio indica rinvenuto nel vano (A)

Fig. 13 - Canino di *Ursus spelaeus* descritto dal Feruglio come lavorato (da Feruglio 1921: 23, fig. 10, 4).
- *Canine of* Ursus spelaeus *described by Feruglio as worked (from Feruglio 1921: 23, fig. 10, 4).*

e descrive "scheggiato pel lungo in modo da mettere alla luce la cavità interna e terminato in punta ricurva e lisciata" (Feruglio 1921: 23, fig. 10, 4)[29] (Fig. 13). Tale reperto, oggi conservato nei depositi del Museo Archeologico Nazionale di Cividale del Friuli, appariva al momento della ns verifica accompagnato dal cartellino originale riportante, in relazione alla provenienza, la dicitura "limo sotto lo strato di strame"[30]. Tale indicazione, escludendo la provenienza del reperto dal settore (A), rimanda inequivocabilmente allo strato US3 del deposito presente nei settori B/C della cavità (v. *infra*), ma non si può escludere che tale attribuzione sia erronea, frutto di un accidentale scambio di cartellini avvenuto nel corso dei vari spostamenti subiti dai materiali, suddivisi in più collezioni nel corso delle due guerre mondiali.

Nei settori centro-occidentale (B/C) il deposito appare contraddistinto, pur con sensibili variazioni nelle caratteristiche diagnostiche e spessore di alcune UUSS, da una comune sequenza stratigrafica articolata (Fig. 14), ricostruibile come indicato in Tabella II.

27) Come evidenziato dagli autori, rimane da accertare se nelle regioni dell'Europa meridionale e orientale la sua estinzione possa essere avvenuta in tempi anche di molto successivi.
28) Solo nel tratto prossimo alla parete rocciosa della grotta lo strato risultava sigillato da lame di stalagmite, al di sotto delle quali le ossa animali giacevano ancora in posizione primaria.
29) La presenza di tracce di intervento umano su tale canino viene messa in dubbio dalla revisione preliminare effettuata di recente da Petrucci (com. pers. 2019).
30) Tale dicitura risulta peraltro erronea essendo il livello di limo (US3) sovrapposto allo strato di strame (US4) nella sequenza stratigrafica e non il contrario. Vedi in merito anche nota 37.

Depositi di origine organica: i dati archeologici

Nella parte centro-occidentale della sala centrale, corrispondente (da W verso E) ai settori C e B, la stratigrafia mostra una sequenza completamente differente rispetto al settore A (Feruglio 1921: 9, fig. 4) (Figg. 11 e 12). Feruglio, in riferimento alla sezione trasversale posta al margine tra i settori A e B/settentrionale (subsettore e), menziona la presenza, in corrispondenza del letto del ruscello, artificialmente approfondito preliminarmente all'avvio delle operazioni di scavo, di

US	DESCRIZIONE	MISURE (spessore)	STATO DI ERVAZIONE	MATERIALI ASSOCIATI
superficie/1[31]	Livello a matrice limo-sabbiosa di colore giallastro-scuro ad elevata plasticità, privo di inclusi litici	0,05/0,40 m	disturbato	n.d.[32]
2/2a	Livello[33] a matrice rocciosa (ghiaia), compatto al cui interno si trovano inserite, le une accanto alle altre, pietre di forma irregolare di grandi dimensioni. Il livello 2a si distingue dal primo solo per l'assenza di pietre di grandi dimensioni	0,25/0,30 m	disturbato	manufatti in metallo
3	Livello di limo sabbioso-argilloso di colore grigio cenere ad elevata plasticità, privo di inclusi litici	0,40/0,50 m	disturbato	fauna domestica e selvatica (?), ceramica, industria litica, ceneri e carbone, metallo(?)[34]
4	Livello[35] a matrice organica (resti vegetali e deiezioni animali), parzialmente decomposta e maleodorante, di colore bruno-nerastro, umido	0,40 m	?	fauna domestica, ceramica provenienti in prevalenza dalla parte inferiore dello strato
5	Livello[36] a matrice sabbiosa con inclusi litici di medie-piccole dimensioni (ghiaia), assai compatto	da 0,02/0,10 m a n.d.	?	fauna domestica, carboni, ceramica, industria litica, pietra pesante
6	Livello a matrice argillosa (argilla marnosa) di colore verde, tenace, con sporadici inclusi litici di grandi dimensioni e nuclei di marna da dissolvimento nella parte superiore dello strato	0,75 m		sterile
7	Livello di marna grigia, con plasticità decrescente dall'alto verso il basso	da ca. 2,00 m a n.d.		sterile

Tab. II - Rielaborazione della sequenza stratigrafica dei livelli rinvenuti in relazione al settore di scavo centro-occidentale (B: d+e e C: f+k; da Feruglio 1921).
- *Rielaboration of the stratigraphic sequence of the levels found in relation to the central-western excavation sector (B: d+e and C: f+k; from Feruglio 1921).*

31) Vedi nota 25.
32) Vedi nota 26.
33) L'US2 ("acciottolato"), intercettato in entrambi i settori settore C e B (Feruglio 1921: 6-8), mostra in B (da W verso E) una sostanziale variazione di composizione, data dalla presenza/assenza di inclusi di grandi dimensioni: nella parte W (sub-settore (e) NW e SW; sub-settore (d) NW), lo strato per la presenza di grandi pietre irregolari corrisponde ad un vero e proprio "acciottolato" mentre nella parte E (sub-settore (e) NE e SE; sub-settore (d) NE) mancando le pietre, l'acciottolato "*è sostituito da uno straterello di sabbia e ghiaia con poco cemento argilloso, la stessa che connette le pietre dell'acciottolato*" (Feruglio 1921: 8). Dai dati sembra quindi possibile evincere che in (B) l'US2/2a sia limitata alla parte centro-settentrionale, più interna, del settore stesso.
34) Tale associazione di materiali, tra cui risultano compresi un canino di *Ursus spelaeus* e possibili scarti da lavorazione del metallo, può essere riconducibile ad un'azione di rimaneggiamento non meglio determinabile per tempi e modalità, ovvero essere l'esito dell'incongruente attribuzione a tali materiali di cartellini con indicazioni di provenienza non pertinenti.
35) All'interno dello strato venne rinvenuto un tronco di quercia semi-decomposto della lunghezza max di 7 m.
36) Seguendo i dati illustrati da Feruglio, nella parte più meridionale del settore B (sub-settore (d) NE-SE-SW) al confine tra la sala interna e il vestibolo, l'andamento dell'US5 mostra una sostanziale variazione, aumentando sensibilmente la propria potenza (spessore max non specificato) (Fig. 15), sino ad assumere l'aspetto di un "*banco contenente ossa per gran parte spezzate (di capra, pecora e bue), qualche oggetto di selce, un nucleo pure di selce e un pendaglio di pietra lavorato*" (Feruglio 1921: 9). Tale concentrazione di materiali in corrispondenza del suddetto ispessimento dell'US5 appare in relazione ad una struttura che Feruglio interpreta quale focolare osservandovi una concentrazione di ceneri stratificate e carboni e una lastra in calcare (altezza 0,25 m x spessore 0,10 m), rinvenuta conficcata nel deposito ghiaioso dell'US5 e leggibile quale residuo della struttura di apprestamento del focolare stesso. Significativamente, in tale punto, prossimo al vestibolo dove si segnala l'aumento della potenza dell'US5, lo strato superiore a matrice organica (US4) mostra un andamento inverso, assottigliandosi sino a scomparire in corrispondenza del vestibolo (Fig. 15).

limiti netti tra gli strati US3 e 4 del settore B (Feruglio 1921: 8), - cui va di certo aggiunta anche US2/2a stante la documentazione grafica disponibile (Fig. 12) -, e gli strati US1 e 2 del settore A. Da tale sezione trasversale si evince, in base al principio di sovrapposizione, che la sequenza US2-US5 in C-B siano più recenti rispetto alla sequenza US1-2 presente in A, dal momento che la coprono almeno parzialmente. Le UUSS2/2a-5, che compongono tale sequenza, si impostano sugli strati naturali del deposito (US7 e 6), vale a dire sul fondo roccioso della grotta che evidenzia, in più punti, limitati affioramenti di marna inglobati nel bancone conglomeratico ("Megastrato di Vernasso") in cui si sviluppa la cavità (Aviani & Dreossi 2019: 55) e, a seguire, lo strato argilloso plastico derivato dal disfacimento della roccia marnosa, segno del raggiungimento del sottostante livello flyschoide che funge da substrato impermeabile e quindi da livello di base per questo sistema carsico.

In merito ai rapporti stratigrafici tra i settori (A) e (B/C), sulla base della assai limitata documentazione grafica disponibile (Feruglio 1921: 9, fig. 4 *cfr.* con 1921: 8, fig. 3) (Figg. 12 e 15), non essendovi in Feruglio alcun cenno specifico in merito, non risulta possibile stabilire con certezza la possibile presenza di un'interfaccia negativa (Fig. 12, in rosso), vale a dire di un'azione erosiva (erosione naturale *vs* sbancamento artificiale?) che abbia determinato un parziale asporto del deposito naturale (US1-2 del settore A) digradante bruscamente in senso E-W, sul quale si imposta la sequenza degli strati UUSS5-2/2a che, trovandosi all'interno di un bacino, presentano a E margini netti, come riportato dallo stesso Autore delle indagini (Feruglio 1921: 8).

In merito all'affermazione di Feruglio (1921: 8) secondo cui il punto in cui lo strato di "strame" (US4) e quello in limo cinereo che lo copre (US3) si interrompono "quasi improvvisamente, venendo a contatto con lo strato di pietrisco (a) del vano A", corrispondente al limite fra il settore A e il sub-settore (e) (settore B/settentrionale), in corrispondenza del letto del ruscello, va inoltre segnalata una lacuna nella documentazione grafica pubblicata. Dal momento che il letto del ruscello era stato approfondito preliminarmente all'inizio degli scavi, la sezione E-W illustrata in figura 4 da Feruglio (1921: 9) (Fig. 12) risulta infatti parzialmente incongruente, non essendovi riportato il taglio artificiale corrispondente alla trincea di approfondimento ivi realizzata.

Discorso a parte merita la descrizione dell'US4, corrispondente ad uno strato della potenza media di circa 0,40 m di origine organica, composto in prevalenza da materiali vegetali e, secondariamente, da coproliti di animali domestici. Tale strato (per la cui interpretazione v. *infra*), sembra corrispondere per composizione e caratteristiche macroscopiche, allo

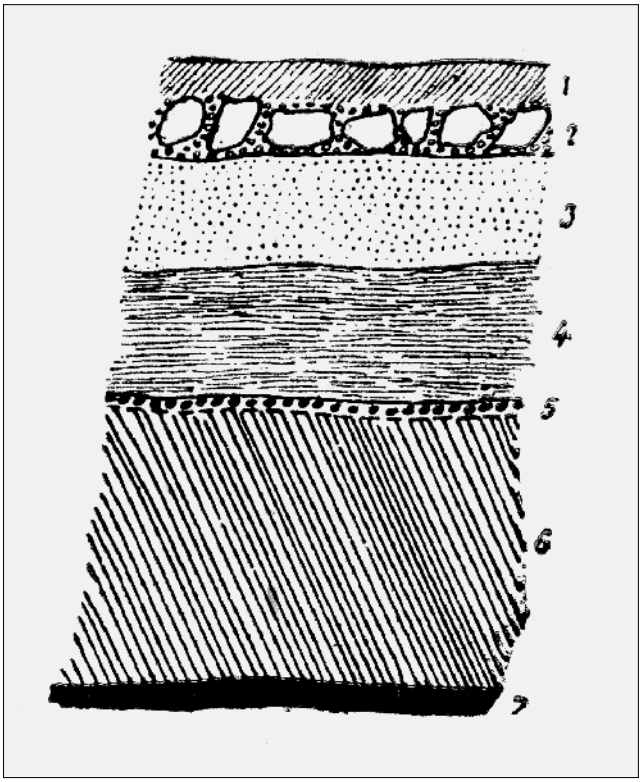


Fig. 14 - Sequenza stratigrafica finale (da US1/superficie a US7) presente nel settore B/sub-settore (e) a NW (da Feruglio 1921: 7, fig. 2).
- *Final stratigraphic sequence (from US1 / surface to US7) present in sector B / sub-sector (e) to NW (from Feruglio 1921: 7, fig. 2).*

specifico deposito di origine organica denominato "*homogeneous facies*" (Boschian 2006: 148 segg.; Boschian & Montagnari Kokelj 2000: 344; Boschian & Miracle 2007: 176), rinvenuto in altri contesti in grotta a frequentazione pastorale noti per l'area del Carso triestino e istriano.

Tale *facies*, come nel caso dell'altro deposito di origine organica riconosciuto tipico dei contesti pastorali in grotta - il cd. "*layer-cake facies*" (Boschian 2006: 135-136; Boschian & Miracle 2007: 174-175) - risulta composta principalmente da elementi vegetali (foglie, rami) e deiezioni animali, ma appare chiaramente distinguibile da quest'ultimo per il colore uniforme (colore bruno/bruno nerastro), l'aspetto non stratificato e la consistenza generalmente più compatta (Boschian & Miracle 2007: 176). Sebbene i processi formativi dell' "*homogeneous facies*" presentino degli aspetti ancora poco chiari (Boschian 2006: 149; Boschian & Miracle 2007: 176), tali caratteristiche sembrano riconducibili a due possibili concause: il disturbo meccanico causato dal ripetuto calpestìo degli animali stabulati entro una specifica area e la bassa mineralizzazione dovuta alla mancanza della pratica della combustione (Boschian & Montagnari Kokelj 2000: 344).

L'incendio di tali depositi che, dove attestato, marca il periodico abbandono della frequentazione della

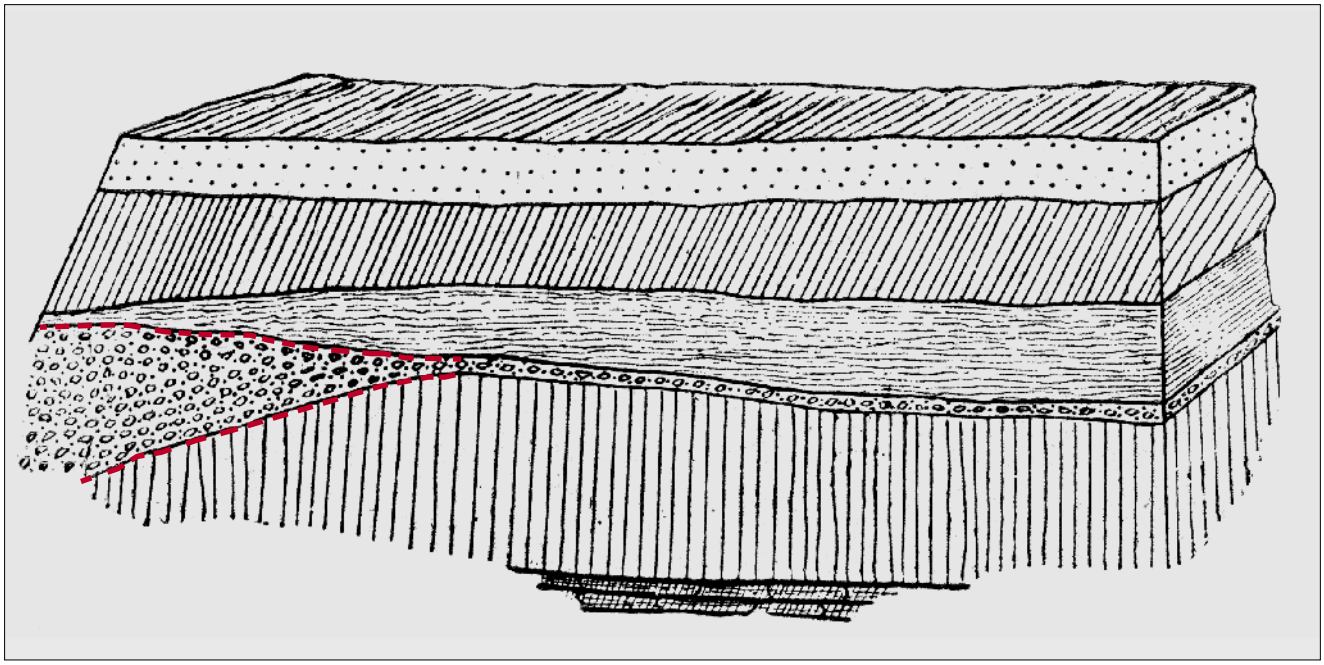


Fig. 15 - Sezione trasversale (N-S) tracciata lungo la linea divisoria tra il settore (A) e i sub-settori d-e in (B) (da Feruglio 1921: 8, fig. 3): l'US5 (evidenziata in rosso) aumenta sensibilmente la propria potenza da N a S.
- *Cross section (NS) drawn along the dividing line between sector (A) and sub-sectors de in (B) (from Feruglio 1921: 8, fig. 3): the US5 (highlighted in red) significantly increases its power from N to S.*

grotta da parte di gruppi pastorali, è invece all'origine della sequenza di più coppie di strati alternati, di colore (dal basso verso l'alto) nero/bianco (da cui "*layer-cake facies*"), ciascuna della quali corrisponde ad un singolo evento di combustione avvenuto in condizioni di giacitura diverse, rispettivamente con minore o maggiore presenza di ossigeno nell'atmosfera.

Al Foràn di Landri la presenza di tale "deposito omogeneo" si localizza peraltro, come in altri contesti (Boschian 2006: 157), in un settore (B e C) della cavità in cui il deposito risente, più che in quello orientale (A), della presenza di acqua, la quale può aver costituito un impedimento allo sviluppo del fuoco, qualora tale pratica fosse stata messa in atto.

Quanto ai dati provenienti dai materiali, come già prima ricordato, la documentazione a noi giunta consente di attribuire solo in sporadici casi e non senza incongruenze i reperti (manufatti e resti faunistici) rinvenuti agli strati originari di provenienza[37]. Tra questi sono i resti faunistici a restituire le più significative prove indiziarie della pratica nel sito di strategie di sussistenza basate sull'allevamento di animali domestici, secondo modalità ben attestate in diversi contesti in grotta del Carso triestino (Boschian & Montagnari Kokelj 2000: 347), dove il non elevato numero di resti animali complessivamente recuperati viene considerato indice di un utilizzo discontinuo e/o di una bassa intensità di frequentazione della grotta come luogo di stabulazione[38].

Al Foràn di Landri i resti di specie domestiche (capra, pecora, bue e maiale)[39] sono segnalati in tutto il settore centro-occidentale della cavità (B/C). I resti di ovicaprini, tra cui si evidenzia una relativa prevalenza di resti di *Capra hircus* su *Ovis aries* (Bressan 1987: 22-25), si concentrano, in base alle informazioni solo generiche fornite da Feruglio (1921: 13-15), in prevalenza nelle US5 e 4 e in minima parte anche in US3. Sempre all'US4, ossia al livello di origine organica, vengono associate le ossa di maiale (*Sus scrofa*, forma dom.), mentre assenti risultano i dati di rinvenimento riferibili ai resti di bovino (*Bos taurus*, forma dom.),

37) Come si è potuto constatare durante la verifica dei materiali presenti nelle varie collezioni storiche, oltre a sigle difficilmente decifrabili, le indicazioni di provenienza, dove presenti, risultano talora imprecise o incongruenti dal punto di vista stratigrafico. Citiamo ad esempio le diciture "nello strato di strame e sotto" e "nello strato di letame e nello strato di limo appena soprastante" nel cui caso i materiali possono essere solo genericamente riferiti a due unità stratigrafiche (rispettivamente: US4-US5 e US4-US3). La stessa US3 viene in altri casi erroneamente definita "limo *sotto* lo strato di strame" (ns il corsivo) e confusa con la US5.

38) Va in ogni caso ricordato come i dati archeozoologici rispetto a quelli geo-archeologici possiedano un minor potenziale diagnostico nell'individuazione della funzionalità (a fini pastorali o meno) di un sito. Come diversi studi etnografici dimostrano, i gruppi pastorali hanno interesse a sfruttare il capitale animale più per i prodotti secondari da questo derivati che per le carni. Inoltre l'utilizzo stesso della grotta-stalla anche come luogo per l'uccisione e macellazione di capi di bestiame appare una scelta difficilmente praticabile dal punto di vista tecnico-pratico (Boschian & Montagnari Kokelj 2000: 347).

39) I più numerosi risultano i resti di ovicaprini, seguiti da maiale e bovini (Bressan 1987: 22-25).

comunque genericamente associabili al settore B e C per via indiretta, essendo esclusa la loro presenza nel settore orientale (A), in cui si concentrano i resti di Orso delle caverne (*Ursus spelaeus*). Solo sporadica è, infine, la presenza del cervo (*Cervus elaphus*) a cui viene attribuito esclusivamente un cubito destro frammentario (Bressan 1987: 23).

Nelle altre classi di materiali (ceramica, industria litica, pietra pesante e metalli), in base ai dati preliminari derivati dalla revisione attualmente in corso, ceramici in particolare, non sono emerse evidenze inequivocabilmente correlabili ad attività tecno-economiche di tipo pastorale.

Considerazioni finali: osservazioni etno-archeologiche "in contesto"

Nel presente contributo, ben consapevoli delle limitazioni imposte dal tipo di documentazione disponibile in relazione a scavi datati e della parziale perdita dei repertori materiali a noi giunti[40], si è dunque scelto di tentare, attraverso il ricorso a specifici studi di tipo etno-archeologico, l'approfondimento interpretativo di un particolare dato discusso da Feruglio a proposito della composizione dello strato di origine organica, il cosiddetto "letto di strame marcio" (US4) rinvenuto nel settore centro-occidentale della cavità (B/C), "*portato nella grotta dai primitivi abitatori, probabilmente per farne un giaciglio*", in un contesto in cui, secondo lo studioso, uomini e animali vivevano promiscuamente (Feruglio 1921: 26).

Nella sua pubblicazione Feruglio riporta, infatti, la determinazione puntuale delle diverse specie vegetali che compongono tale strato[41], da lui così identificate: felce aquilina (*Pteridium aquilinum*), quercia/farnia (*Quercus robur*), faggio (*Fagus sylvatica*) e castagno (*Castanea sativa*) (Feruglio 1921: 26).

Nell'area in oggetto tali specie, ad eccezione del castagno (per cui v. *infra*), sono autoctone (Massimo Buccheri, sez. Botanica del MFSN, com. pers. 2019)[42]. Quanto al genere *Quercus* va precisato che, rispetto a *Quercus robur*[43] segnalata da Feruglio, è la specie *Quercus petraea* (rovere) a presentare un'ecologia più coerente con l'area, risultando attestata tipicamente in suoli acidi/subacidi (Flysch), umidi ma drenati come quelli presenti in questo settore delle Prealpi Giulie meridionali.

Discorso a parte deve essere fatto per il castagno: tale specie, attestata in Italia sin dal Terziario, si è estinta durante l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM, circa 25-20.000 BP), fatta eccezione per alcune stazioni rifugiali accertate nei Colli Berici (Veneto) e in Italia meridionale. Nei diagrammi pollinici la ricomparsa della specie è accertata a partire da 5000 anni fa, sebbene le scarse quantità rilevate appaiano l'indice di un utilizzo non correlabile al consumo umano.

Un incremento massiccio della diffusione del castagno, mediata dall'uomo per scopi di tipo colturale, è invece comprovato per l'epoca romana, come alquanto diffuso appare il suo utilizzo, non esclusivamente alimentare, nel corso del Medioevo (Cortonesi 2003).

Le specie vegetali che compongono il livello di "strame" rilevato da Feruglio rientrano significativamente, fatta eccezione per la felce aquilina (per cui v. *infra*), tra quelle tradizionalmente selezionate per la scalvatura (Salvi 1982; Sigaut & Moreno 1982; Halstead et al. 1998), pratica diffusa nei contesti pastorali che consiste nella ciclica potatura degli alberi (a intervalli di circa 3-5 anni su alberi di una decina di anni almeno), al fine di ottenere l'infoltimento dei rami su cui si effettueranno i tagli successivi (Salvi 1982: 149-150; Halstead et al. 1998: 73). Se, come affermano Sigaut & Moreno (1982: 50 segg.), è importante ricordare che la foresta almeno fino 3-400 anni fa circa ha rappresentato "un centro di produzione polivalente", venendo utilizzata regolarmente per il reperimento di legname ma anche di frasche (foglie e rami frondosi) che ben prima dell'erba e del fieno hanno rappresentato la base alimentare degli animali allevati (stabulati e non), l'utilizzo delle frasche appare altresì la più antica delle pratiche utilizzate in misura più o meno sistematica da parte delle prime comunità di allevatori europei, data la predominante e generalizzata presenza al tempo di una fitta copertura forestale (Halstead et al. 1998: 71), la quale, come è noto nello specifico per i contesti del primo Neolitico in Friuli, ha del resto costituito un chiaro ostacolo allo sviluppo delle pratiche agricole (Reed & Rottoli 2014: 161).

Lo studio etno-archeologico condotto in un villaggio del Pindo in Grecia NW da Halstead et al. (1998), identifica proprio nella quercia (in questo caso della specie *Quercus petrea*) e nel faggio le principali specie

40) A ciò si deve aggiungere l'impossibilità di programmare ulteriori sondaggi conoscitivi dato, oltre al variare del percorso del piccolo torrente interno, il generale disturbo in cui versano i depositi residuali del sito, intaccati in modo incontrollato da scavi non autorizzati praticati anche in anni recenti (D'Andrea 1992: 32).

41) Feruglio (1921: 26) segnala anche la presenza di deiezioni di capra e pecora.

42) Come riportato dallo stesso Feruglio (1921: 26-27, nota 3), il castagno e la quercia erano le specie più diffuse nei boschi al tempo circostanti la cavità del Foràn di Landri, gli stessi in cui prosperava copiosa anche la felce (in dialetto friulano "felétt"), pianta da cui derivano numerosi toponimi locali tra cui, nella stessa Valle di Prestento, il Rio Falétt o Felett, tributario di destra del Torrente Sclesò.

43) La presenza di tale specie nell'area va comunque ritenuta plausibile in situazioni di accumulo di suolo alla base dei versanti.

vegetali[44] usate per ottenere fogliame da destinare al consumo animale. Le foglie di questi alberi erano utilizzate secche e quindi destinate ad un uso ritardato nel tempo, vale a dire come foraggio distribuito agli animali nel corso dei mesi invernali, grazie a proprietà intrinseche che la rendono una risorsa conservabile in modo ottimale e per tempi più prolungati rispetto alle foglie di altre specie vegetali (Halstead et al. 1998: 72). Ovviamente l'utilizzo di fogliame fresco rispetto a quello essiccato implica, a monte, l'esistenza solo nel secondo caso di un insieme di pratiche tra loro sistematicamente connesse (dal reperimento a intervalli ciclici del fogliame, al trasporto, allo stoccaggio, alla distribuzione come foraggio) e di crescente complessità se si prendano in esame l'organizzazione sociale (divisione sociale dei compiti, trasmissione di conoscenze e tecniche) e le evidenze materiali a queste correlabili (es. strutture di stoccaggio, strumenti per il taglio dei rami, per il trasporto delle fascine) (Salvi 1982: 151 bis-153; Sigaut & Moreno 1982: 52-53; Halstead et al. 1998: 72 segg.). Segni evidenti della scalvatura, nei casi in cui questa assuma il carattere di pratica ultrasecolare, sono rintracciabili in distintivi aspetti della morfologia degli alberi, quali la ridotta altezza, la presenza di rigonfiamenti nodosi in corrispondenza dei punti di taglio e l'irregolarità della fronda (Salvi 1982: 155).

Anche per il castagno appare documentato storicamente (Salvi 1982: 148; Cortonesi 2003: 55) l'utilizzo delle foglie, impiegate fresche o essiccate per l'utilizzo nel corso dell'inverno[45] come foraggio per gli animali, ma anche come lettiera o come concime.

Discorso a parte deve essere fatto per la felce aquilina che Feruglio riconosce come principale componente del livello di strame marcio (US4), con ancora frusti e fronde facilmente riconoscibili. Tale pianta, tipica in suoli poveri, acidi (Flysch) e boschi di castagno, essendo tossica sia per gli animali (compresi i ruminanti) che per l'uomo, appare ancor'oggi utilizzata soprattutto come lettiera per gli animali[46], avendo una buona resistenza alla fermentazione e alla putrefazione. Avendo inoltre un'elevata capacità di assorbimento del calore, ossia un elevato coefficiente di infiammabilità, tale pianta risulta un ottimo combustibile.

I dati ora discussi, pur fornendo sul piano funzionale significativi elementi a sostegno dell'utilizzo per scopi pastorali (come foraggio e lettiera per gli animali) delle specie vegetali componenti lo "strato di strame marcio" documentato al Foràn di Landri, non appaiono però risolutivi sul piano cronologico, caratterizzandosi la scalvatura quale pratica di lunga durata, ancora ampiamente attestata in Europa agli inizi del XX secolo (Halstead et al. 1998: 71). Nella stessa Valle di Prestento la pastorizia sembra essere stata l'attività più diffusa tra gli abitanti del luogo almeno fino alla fine dell'Ottocento-primi del Novecento (Feruglio 1921: 30, nota 1). Lo studioso, che afferma di aver raccolto tale informazione da alcune persone del luogo, puntualizza nel merito che "le greggi venivano condotte a pascolare sui declivi erbosi fra il Monte Noas (m. 962) e il Monte di S. Lorenzo (m. 914)" che sovrastano la parete rocciosa in cui si apre la cavità, oggi corrispondente alla località "Case Pec".

Se dunque appare plausibile ritenere che la grotta possa essere stata utilizzata per scopi pastorali anche in (più) momenti sub-contemporanei, la relativa profondità (min 0,70 - max 1,20 m) dello strato di origine organica (US4) rispetto al piano di calpestìo della cavità e la presenza, al di sopra dello stesso, di uno strato (US2) il cosiddetto "acciottolato" che sembra averlo "sigillato" dai più recenti eventi deposizionali, non appare possibile escludere una possibile relativa "antichità" per la formazione dello stesso. Come prima ricordato, gli strati - e il livello di strame non fa eccezione - sfuggono ad un puntuale inquadramento culturale e cronologico a causa della mancata registrazione della provenienza dei materiali ad essi correlati. Tale vuoto documentario mostra tutta la sua criticità soprattutto a fronte dei risultati significativi, per quanto ancora preliminari, emersi dall'esame dei materiali ceramici del sito i quali consentono di definire, con maggiore certezza, almeno due orizzonti principali nell'occupazione del sito. Il repertorio ceramico, che si mostra nel complesso numericamente contenuto, annoverando in totale nr. 343 frammenti su circa 90 mq di suolo complessivamente movimentato dalle operazioni di scavo, ha infatti evidenziato, all'interno di una classe specifica di elementi diagnostici (orli), su nr. 49 orli complessivamente presenti: nr. 18 esemplari attribuibili al macro-periodo pre-protostorico, nr. 18 a quello storico (con particolare riferimento alle fasi dell'Alto e Basso Medioevo), mentre nr. 13 rimangono indeterminabili (Zendron com. pers. 2019).

Considerazioni analoghe devono essere riproposte in relazione all'impossibilità di fornire un inquadramento cronologico puntuale per il focolare rinvenuto

44) Quercia e faggio non sono le sole specie documentate in relazione al procacciamento di fogliame da destinare al consumo animale. Come traspare chiaramente da altri studi specifici (Salvi 1982; Rasmussen 1989, 1993), il *range* di specie vegetali sfruttabili appare alquanto ampio e ricade opportunisticamente sulle specie naturalmente disponibili nell'ambiente frequentato dai gruppi umani, variabile in base ai diversi contesti regionali e al periodo di tempo (preistorico o storico) considerato.

45) In Salvi (1982) che tratta lo specifico areale della Valle del Trebbia, la foglia ricavata dal castagno viene usata solo come lettiera animale, mentre il foraggio da fogliame è ottenuto da alberi quali cerro (*Quercus cerris*), rovere (*Quercus petraea*) ma anche pioppo, olmo, frassino e carpino.

46) Di tale uso per l'epoca romana si ritrova un riferimento puntuale in Virgilio (Georgiche, Libro III, vv. 295-299): "Comincio ordinando che in buoni giacigli le pecore/ mangino l'erba, fino al frondoso ritorno d'estate/ e sia steso di paglia con branche di felci il terreno:/ per modo che il freddo non leda le bestie/ di fibra gentile, e scabbia non porti o podagra/ deforme." (trad. E. Cetrangolo).

Fig. 16- I chiodi nella parete sovrastante il Foràn di Landri. a) la parete aggettante: le frecce indicano la posizione di due chiodi (foto A. D'Andrea); b) sopra uno dei chiodi (indicato dalla freccia) c'è un foro a sezione quadrata; c) dettaglio di uno dei chiodi, lungo circa 20 cm con la parte infissa (a sezione quadrata) di circa 2,5x2,5 cm (foto Forum Julii Speleo).
- *The nails in the wall above the Foràn di Landri. a) the projecting wall: the arrows indicate the position of two nails (photo A. D'Andrea); b) above one of the nails (indicated by the arrow) there is a square section hole; c) detail of one of the nails, about 20 cm long with the fixed part (square section) of about 2.5x2.5 cm (photo Forum Julii Speleo).*

in corrispondenza dello strato di "pietrisco" (US5) in corrispondenza del vestibolo (d) della cavità, ad una quota di circa 1,10 m[47] rispetto al piano originario. Per tale struttura, che mostra analogie nell'apprestamento con il focolare messo in luce alla Velika Jama[48], in base alle lacunose osservazioni disponibili[49] sembra comprovata l'assenza di continuità relazionale con il deposito di strame animale, il quale, proprio in prossimità del vestibolo, esaurisce progressivamente la sua potenza sino a scomparire.

Tali osservazioni sembrano evidenziare una certa coerenza laddove, nell'ipotesi di un uso promiscuo della grotta da parte di uomini e animali, pur in periodi non necessariamente coevi, supportano l'idea di un uso diversificato e pianificato dei diversi spazi offerti dalla cavità, selezionati in modo opportunistico a seconda delle varie attività da svolgere.

Nel corso della frequentazione chiaramente di lunga durata della cavità nel corso dell'Olocene, è del resto possibile ipotizzare che il Foràn di Landri sia stato occupato per una serie di finalità diverse, oltre a quella pastorale, come ad esempio quella di luogo dedicato allo svolgimento di isolate attività funerarie/rituali, sebbene i dati disponibili siano del tutto lacunosi e incerti[50] e,

47) Tale quota, seppure relativa, non appare peraltro dissimile da quella ricostruibile per la parte più profonda dello strato di strame.
48) Vedi nota 7.
49) Vedi nota 36.

50) Il pendente in arenaria scistosa grigio-verde con foro passante ad una estremità (Feruglio 1921: 19, fig. 5, 1a-b) rinvenuto in (B) sub-settore (d) in relazione alla struttura di focolare ricavata nell'US5, sembra mostrare dei confronti tipologici con l'esemplare in serpentino messo in luce nella grotta del Ciondar des Paganis - Spilugne di Landri (Poiana, Attimis; Fr 57/310 reg.). Nel sito, il rinvenimento di altri materiali (un pendente in arenaria, un dente di canide forato, una perlina in calcarenite e un'ascia in pietra levigata), recuperati nel corso di più interventi di scavo nel corso degli anni Settanta del Novecento (Del Fabbro 1975), e sporadici resti umani (un metacarpale), citati nelle note di scavo di Feruglio ma andati poi dispersi, sembrerebbero comprovare con maggiore fondatezza l'utilizzo della cavità per scopi funerari, in un periodo cronologicamente inquadrabile tra l'Eneolitico e il Bronzo (Bressan 1997; Visentini & Maddaleni 2008: 95; Maddaleni 2017: 96-98).

non da ultima, quella di rifugio temporaneo a scopo di controllo o difesa.

Elementi materiali, pur se solo latamente indiziari di tale funzione, sono ravvisabili nella presenza di un piccolo muro a secco, di ridotta altezza, realizzato davanti all'ingresso della cavità, ancora presente al momento delle prime esplorazioni compiute dal Tellini sul finire dell'Ottocento (Tellini 1899: 9), sebbene nulla consenta di escludere che tale struttura possa essere stata edificata/riutilizzata dai frequentatori della grotta in epoca moderna, come il proprietario del fondo prossimo alla grotta menzionato da Feruglio (1921: 4), prima discusso. A una più certa funzione di controllo del territorio sembra rimandare l'attestazione di una struttura di vedetta/osservatorio (mobile) in corrispondenza della parete verticale che sovrasta la grotta, indiziata dalla presenza di un allineamento verticale di almeno 3 anelli in ferro piombati nella roccia (Fig. 16), cui si aggiungono, superiormente, alcuni fori artificiali interpretati quali possibili alloggi di impalcature lignee di sostegno (Collautti & Gobessi 2019: 99-104; Monai 2019: 95-98). La datazione di tali strutture non è nota, essendo disponibile solo un *terminus ante quem* fissato al 1604 (Monai 2019: 95, nota 1), tuttavia appare non improbabile riferirla alla frequentazione basso medievale del sito, plausibilmente compreso nelle dinamiche di controllo del territorio esercitate dal vicino castello di Soffumbergo (Faedis) (Monai 2019: 97).

Considerando infine la cavità in relazione al suo territorio, se l'isolamento geografico e relazionale[51] in cui il sito versa appare un dato non del tutto realistico e certamente influenzato dalla copertura disomogenea delle indagini sul terreno ad oggi effettuate, le quali hanno privilegiato alcuni settori preferenziali delle Valli del Natisone a scapito di altri, posti in posizione periferica rispetto l'asse centrale rappresentato dal Natisone, come abbiamo cercato di delineare nelle osservazioni iniziali, è proprio dalle evidenze di carattere storico-archeologico ma anche etnografico del territorio che possono derivare utili spunti per un migliore inquadramento, in senso diacronico, della rete di relazioni in cui il sito del Foràn era/non era inserito.

Le grotte in quanto luoghi chiusi, di immediata individuazione nel territorio e dal forte potere attrattivo per la possibilità che offrono all'uomo di entrare in contatto diretto con le profondità terrestri, rappresentano da sempre, tra i contesti antropici, un ambito privilegiato della ricerca archeologica.

Se il loro utilizzo come base opportunistica in cui svolgere attività diverse (abitative, economiche, difensive, cultuali/funerarie, etc.) appare un dato incontrovertibile, in molti casi accertato sin da epoche preistoriche, va rimarcato come la loro importanza rischi di essere sovra-stimata quando le si consideri isolatamente e non piuttosto come una parte, anche relativamente ristretta, dei contesti complessivamente utilizzati dall'uomo in un dato periodo. Da un punto di vista pratico ciò comporta che, nella programmazione di future ricognizioni, anche condotte attraverso il ricorso a moderne tecniche di telerilevamento (es. tecnologie laser di scansione remota, LiDAR)[52] venga posta attenzione al riconoscimento, insieme ai siti veri e propri (grotte, castellieri, strutture di fortificazione, etc.), di tutti gli elementi "minori" che compongono il paesaggio pastorale, quali ad es. strutture di recinzione (per animali), tracciati di confine connessi alla gestione di terreni destinati alla coltivazione, piste/tracciati utilizzati per il passaggio di uomini e/o animali, grazie a cui è possibile ricostruire, in senso diacronico, le relazioni esistenti tra i centri e le periferie e delineare il rapporto intercorrente tra le modalità di gestione delle risorse presenti nel territorio e le strutture socio-economiche delle comunità umane che le hanno messe in atto.

Il tema degli insediamenti nelle grotte del Friuli orientale è stato di recente posto al centro di un progetto coordinato dal Museo Archeologico e dal Museo Friulano di Storia Naturale del Comune di Udine (cfr. Muscio & Visentini cur. 2000).

Manoscritto pervenuto il 19.XI.2020, accettato il 18.XII.2020.

Ringraziamenti

Un sentito ringraziamento a Giuseppe Muscio per le numerose e utili informazioni sul sito, talvolta parte di archivi ancora inediti, a Paola Visentini e al referee anonimo per la revisione attenta e gli spunti critici avanzati nel corso delle varie fasi di elaborazione del testo originale. Sono riconoscente a Federica Zendron per la collaborazione dimostrata e le informazioni inedite fornitemi sui materiali ceramici, attualmente in fase di revisione; a Massimo Buccheri e Luca Dorigo per la discussione su aspetti puntuali del lavoro.

Non da ultimo un pensiero va alla memoria di Francesca Bressan, troppo prematuramente scomparsa, la cui impronta di studiosa, vivace ed eclettica, rimane indissolubilmente impressa tra le valli e le grotte del Natisone a cui tanto nei suoi studi si era dedicata.

51) La sola cavità spazialmente prossima al Foràn di Landri, il Foràn des Aganis (Fr 48/122 reg), che si è avuto occasione di visitare in data 27/09/2019, come già ricordato in precedenza, non sembra possedere i prerequisiti ottimali per fungere da riparo/abitazione. Non distante, in posizione marginale rispetto all'area valliva del Natisone, al confine tra i comuni di Attimis e Faedis (UD) si trova l'importante sito del Ciondar des Paganis - Spilunge di Landri (Fr 57/310 reg), l'unico nell'area ad avere una accertata frequentazione antropica sin da epoca pre-protostorica. Nella medesima area ricordiamo anche la Caverna del Landri - Cret dal Landri (Fr 58/234 reg.) la cui possibile frequentazione umana appare ad oggi attestata da un solo frammento ceramico, plausibilmente di produzione medievale (Maddaleni 2017: 98).

52) Studi recenti che si avvalgono dell'applicazione di tali tecniche sono disponibili, tra gli altri, sia per il Carso triestino (Bernardini et al. 2013) che per il Carso sloveno (area archeologica di Škocjan/San Canziano) (Mlekuž 2018).

Bibliografia

Acovitsioti-Hameau, A., J.É. Brochier & P. Hameau. 2000. Témoignages et marqueurs du pastoralisme actuel en Grèce: une ethnographie des gestes et des restes et les applications archéologiques corrélées. *Ethnologhia. Revue de la Société Grecque d'Ethnologie* 6-7: 93-135.

Alfonsi, A. 1912. Nuovi scavi nella stazione neolitica della Grotta Velika-Jama nel comune di Savogna (Udine). *Bull. Paletn. It.* 38 (5/8): 61-6.

Aviani, U., & I. Dreossi. 2019. La geologia dell'Alta Valle di Prestento e del Foran di Landri. In *Foran di Landri. Il Landri svelato: ricerche e approfondimenti su una grotta tra storia e folklore*, cur. Ass. Speleologica Forum Iulii Speleo, 35-64. Cividale del Friuli.

Badino, G. 1995. *Fisica del clima sotterraneo*. Bologna: Mem. Ist. It. di Speleol., s. II, 7.

Bernardini, F., A. Sgambati, M. Montagnari Kokelj, C. Zaccaria, R. Micheli, A. Fragiacomo, C. Tiussi, D. Dreossi, C. Tuniz & A. De Min. 2013. Airborne LiDAR application to karstic areas: the example of Trieste province (north-eastern Italy) from prehistoric sites to Roman forts. *Journal of Archaeological Science* 40/4: 2152-60.

Boscarol, C. 2007-08. *Il comparto nord-orientale del Friuli Venezia Giulia tra Neolitico e Bronzo antico: aspetti di viabilità e di economia pastorale*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Trieste (http://www.open-starts.units.it/dspace/).

Boschian, G. 1997. Sedimentology and soil micromorphology of the Late Pleistocene and Early Holocene deposits of Grotta dell'Edera (Trieste Karst, Northeastern Italy). *Geoarchaeology* 12: 227-49.

Boschian, G. 2006. Geoarchaeology of Pupićina Cave. In *Prehistoric Herders of Northern Istria. The Archaeology of Pupićina cave, Vol. 1/Pretpovijesni Stočari Sjeverne Istre. Arheologija Pupićine peći, 1. svezak*, cur. P.T. Miracle & S. Forenbaher, 123-62. Pula: Arheoloski muzej Istre, Monografije i Katalozi 14.

Boschian, G., & P.T. Miracle. 2007. Sheperds and caves in the Karst of Istria (Croatia). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem.* Ser. A, 112: 173-80.

Boschian, G., & E. Montagnari Kokelj. 2000. Prehistoric Sheperds and Caves in the Trieste Karst (Northeastern Italy). *Geoarchaeology: An International Journal* 15 (4): 331-71.

Bressan, F. 1987. *Catalogo dei reperti ossei della Sezione Paletnologica-Antropologica del Museo Friulano di Storia Naturale*. Udine: Pubblicazioni del Museo Friulano di Storia Naturale 32.

Bressan, F. 1997. Insediamenti preistorici nelle grotte delle Valli del Natisone. In *Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone (Prealpi Giulie - Friuli)*, cur. G. Muscio, 15-20. Mem. Ist. It. Spel., s. II, 9. Udine: Circolo Speleologico e Idrologico Friulano, Provincia di Udine.

Caracci, P.C., & F. Moro. 1960. Ulteriori contributi allo studio dell'insediamento umano nelle grotte friulane. Nota seconda. Il Foran di Landri. *Sot la Nape* 12 (1): 42-5.

Carrer, F. 2012. *Etnoarcheologia dei Paesaggi Pastorali nelle Alpi. Strategie insediative stagionali d'alta quota in Trentino*. Tesi di Dottorato (XXIV ciclo), Università degli Studi di Trento.

Catasto Speleologico Regionale della Regione Friuli Venezia Giulia.

Chang, C. 1992. Archaeological Landscapes: The Ethnoarchaeology of Pastoral Land Use in the Grevena Province of Greece. In *Space, Time and Archaeological Landscapes*, cur. J. Rossignol & L. Wandsnider, 65-89. New York, London: Springer ed.

Chiabà, M., P. Maggi & C. Magrini, cur. 2007. *Le Valli del Natisone e dell'Isonzo tra Centro-Europa e Adriatico,* Atti del Convegno Internazionale di Studi (S. Pietro al Natisone, Udine, 15-16 settembre 2006). Roma: Studi e Ricerche sulla Gallia Cisalpina, 20.

Colautti, M. 2019. Storia delle esplorazioni. In *Foran di Landri. Il Landri svelato: ricerche e approfondimenti su una grotta tra storia e folklore*, cur. Ass. Speleologica Forum Iulii Speleo, 17-21. Cividale del Friuli.

Colautti, M., & S. Gobessi. 2019. Scheda tecnica degli anelli. In *Foran di Landri. Il Landri svelato: ricerche e approfondimenti su una grotta tra storia e folklore*, cur. Ass. Speleologica Forum Iulii Speleo, 99-104. Cividale del Friuli.

Cortonesi, A. 2003. Il castagno nell'Italia medievale. *Rivista di Storia dell'Agricoltura* 43 (1): 23-56.

D'Andrea, A. 1992. Le esplorazioni nella Grotta Foran di Landri (1988-1991). *Mondo Sott.* n.s., 16: 29-38.

D'Andrea, A. 1997. Le Valli del Chiarò di Prestento e Torreano. In *Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone (Prealpi Giulie - Friuli)*, cur. G. Muscio, 151-4. Mem. Ist. It. Spel., s. II, 9. Udine: Circolo Speleologico e Idrologico Friulano, Provincia di Udine.

David N., & C. Kramer. 2001. *Ethnoarchaeology in Action*. Cambridge: Cambridge University Press.

De Gasperi, G.B. 1908. Visite ad alcune grotte. Grotte di Prestento. *Mondo Sott*., IV (6): 120-1.

De Gasperi, G.B. 1910. Il Foràn di Landri presso Prestento. *Mondo Sott*. VI (3-4): 59-70.

De Gasperi, G.B. 1916. Grotte e voragini del Friuli. *Mondo Sott.* XI (1-6): 50-1.

Del Fabbro, A. 1975. *Insediamenti preistorici nelle cavità carsiche del Friuli Orientale*. Udine: Ed. Società Filologica Friulana, Serie Preistorica 3.

Ferrari, A., S. Forenbaher, R. Micheli, M. Montagnari Kokelj, A. Pessina, A. Velušček & P. Visentini. 2018. Neolithic and Eneolithic of Caput Adriae. In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, *Atti della XLIX Riunione Scientifica dell'IIPP* (Udine-Pordenone, 7-11 ottobre 2014), cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 61-74. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria, 5.

Feruglio, E. 1920. Avanzi dell'industria umana nel "Foràn di Landri" sopra Prestento. *Mondo Sott*. XV-XVI: 64.

Feruglio, E. 1921. Il "Foràn di Landri", nuova stazione preistorica in Friuli. *Mondo Sott*. XVII (1-4): 1-32.

Frau, G. 2007. Panorama toponomastico tra Natisone e Isonzo. In *Le Valli del Natisone e dell'Isonzo tra Centroeuropa e Adriatico*, Atti del Convegno Internazionale di Studi (S. Pietro al Natisone, Udine, 15-16 settembre 2006), cur. M. Chiabà, P. Maggi & C. Magrini, 111-19. Studi e Ricerche sulla Gallia Cisalpina, 20. Roma: Quasar ed.

Halstead, P., J. Tierney, S. Butler & Y. Mulder. 1998. Leafy Hay: an Ethnoarchaeological Study in NW Greece. *Environmental Archaeology* 1: 71-80.

Maddaleni, P. 2017. Grotte di interesse paleontologico e paletnologico in Friuli: stato delle conoscenze e risultati preliminari della revisione di alcuni materiali. *Gortania: Geol., Paleont., Palet*. 38: 85-120.

Maggi, P., & B. Žbona Trkman. 2007. Tra Natisone e Isonzo: il territorio in età romana. In *Le Valli del Natisone e dell'Isonzo tra Centroeuropa e Adriatico*, Atti del Convegno Internazionale di Studi (S. Pietro al Natisone, Udine, 15-16 settembre 2006), cur. M.M. Chiabà, P. Maggi & C. Magrini, 59-77. Studi e Ricerche sulla Gallia Cisalpina, 20. Roma: Quasar ed.

Magrini, C., & A. Kruh. 2007. Tra Natisone e Isonzo: il territorio dalla Tarda Antichità al Medioevo. In *Le Valli del Natisone e dell'Isonzo tra Centroeuropa e Adriatico*, Atti del Convegno Internazionale di Studi (S. Pietro al Natisone, Udine, 15-16 settembre 2006), cur. M. Chiabà, P. Maggi & C. Magrini, 79-90. Studi e Ricerche sulla Gallia Cisalpina, 20. Roma: Quasar ed.

Migliavacca, M., C. Boscarol & E. Montagnari Kokelj. 2015. How to identify pastoralism in Prehistory? Some hints from recent studies in Veneto and Friuli Venezia Giulia. In A*rcheologia delle aree montane europee: metodi, problemi e casi di studio/Archaeology of Europe's mountain areas: methods, problems and case-studies*, cur. U. Moscatelli & A.M. Stagno, 597-620. Il Capitale culturale, XII.

Mlekuž, D. 2018. Airborne Laser Scanning and landscape archaeology. *Opuscula Archaeologica* 39/40: 85-95.

Modugno, I. 1999. La viabilità aquileiese tra fascia rivierasca e montagna. La questione della transumanza. Una nota preliminare. In *La viabilità romana in Italia*, Atti del Terzo Congresso di Topografia Antica (Roma, 10-11 Novembre 1998), 51-66. Rivista di Topografia Antica, IX.

Monai, M. 2019. Il Foràn di Landri e i suoi anelli. *Il Landri svelato: ricerche e approfondimenti su una grotta tra storia e folklore*, cur. Ass. Speleologica Forum Iulii Speleo, 95-8. Cividale del Friuli.

Montagnari Kokelj, E. cur. 2001. *Gorizia e la Valle dell'Isonzo: dalla Preistoria al Medioevo*. Gorizia: Monografie Goriziane.

Montagnari Kokelj, E. 2003. Why settling a karstic area? Considerations on the Trieste Karst (north-eastern Italy) in the Late Prehistory. *Histria Antiqua* 11: 75-93.

Montagnari Kokelj, E. 2007. Progetto Interreg Tra Natisone e Isonzo: storia e archeologia di un territorio. Conclusioni. In *Le Valli del Natisone e dell'Isonzo tra Centroeuropa e Adriatico*, Atti del Convegno Internazionale di Studi (S. Pietro al Natisone, Udine, 15-16 settembre 2006), cur. M. Chiabà, P. Maggi & C. Magrini, 91-4. Studi e Ricerche sulla Gallia Cisalpina, 20. Roma: Quasar ed.

Montagnari Kokelj, E., & F. Cucchi. 2002. Progetto C.R.I.G.A. (Catasto Ragionato Informatico delle Grotte Archeologiche). *Aquileia Nostra* 73: 700-3.

Montagnari Kokelj, E., T. Greif & E. Presello. 2002. La Grotta Cotariova nel Carso triestino (Italia nord-orientale). Materiali ceramici degli scavi 1950-70. *Aquileia Nostra* 73: 37-190.

Montagnari Kokelj, E., C. Boscarol & G. Peretti. 2012. Sulle tracce dei pastori-allevatori pre-protostrici nel Carso (e altrove): esempi di uso integrato di indicatori diversi. In *La lana nella Cisalpina romana, economia e società*, *Studi in onore di S. Pesavento Mattioli*, cur. M.S. Busana & P. Basso con la collab. di A.R. Tricomi, 29-42. Atti del Convegno (Padova-Verona, 18-20 maggio 2011). Padova: Antenor Quaderni, 27.

Montagnari Kokelj, E., C. Boscarol, A. Cesaro, F. Cucchi, S. Erti, A. Mereu, C. Piano, A. Rossi, R. Sgarra & L. Zini. 2013. Il progetto C.R.I.G.A. - Catasto ragionato Informatico delle Grotte Archeologiche del Carso. *Not. Soprint. Beni Archeol. Friuli V. G.*, 5: 6-10.

Montagnari Kokelj, M., C. Boscarol, A. Mereu, C. Piano & F. Cucchi. 2018. Why using caves and rock shelters of the Trieste Karst (north-eastern Italy) in the Late Prehistory? Some hypotheses supported by data and analyses of the C.R.I.G.A. webGIS. In *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae*, cur. E. Borgna, P. Càssola Guida & S. Corazza, 421-30. Firenze: Studi di Preistoria e Protostoria, 5.

Muscio, G., & P. Visentini, cur. 2020. *Antichi abitatori delle Grotte in Friuli*. Udine: Civici Musei, Mus. Archeol. e Mus. Friul. St. Nat.

Musoni, F. 1904. La Velika Jama (1ª parte). *Mondo Sott*. 1 (3): 49-52.

Musoni, F. 1905. La Velika Jama (2ª parte). *Mondo Sott*. 1 (5): 89-99.

Musoni, F. 1914. Influenza del carsismo sulla vita pastorale nel bacino medio del Natisone. *Mondo Sott*. IX (6): 103-25.

Pacher, M., & A.J. Stuart. 2008. Extinction chronology and palaeobiology of the cave bear (*Ursus spelaeus*). *Boreas* 38 (2): 189-206.

Pascolini, M. 2001. L'alpeggio nelle Alpi Orientali: modelli storici e situazione attuale. Una prospettiva geografica. *La Ricerca Folklorica* 43: 71-81.

Rasmussen, P. 1989. Leaf foddering in the earliest neolithic agriculture: evidence from Switzerland and Danemark. *Acta Archaeologica* 60: 71-86.

Rasmussen, P. 1993. Analysis of goat/sheep faeces from Egolzwil 3, Switzerland: evidence for branch and twig foddering of livestock in the Neolithic. *Journal of Archaeological Science* 20: 479-502.

Reed, K., & M. Rottoli. 2014. L'agricoltura in Friuli e Dalmazia nel Neolitico/Neolithic agriculture in Friuli and Dalmatia. In *Adriatico senza confini. Via di comunicazione e crocevia di popoli nel 6000 a.C./The Adriatic, a sea without borders: communication routes of population in 6000 BC*, cur. P. Visentini & E. Podrug, 154-65. Udine: Civici Musei di Udine, Museo Friulano di Storia Naturale.

Roma, S., C. Toffoletti & F. Zendron. 2019. Il sito preistorico del Foran di Landri. Vecchi scavi e nuove prospettive di ricerca. In *Foran di Landri. Il Landri svelato: ricerche e approfondimenti su una grotta tra storia e folklore*, cur. Ass. Speleologica Forum Iulii Speleo, 81-91. Cividale del Friuli (Udine).

Salvi, G. 1982. La scalvatura della cerreta nell'alta valle del Trebbia. Note dalle fonti orali. In *Boschi: Storia e Archeologia*, cur. D. Moreno, P. Piussi & O. Rackham. Quaderni Storici, 49: 148-56.

Schiffer, M.B. 1983. Toward the identification of formation processes. *American Antiquity* 48 (4): 675-706.

Sigaut, F., & D. Moreno. 1982. Gli alberi da foraggio in Europa: significato tecnico ed economico. In *Boschi: Storia e Archeologia*, cur. D. Moreno, P. Piussi & O. Rackham. Quaderni Storici, 49: 49-58.

Tellini, A. 1899. Peregrinazioni speleologiche in Friuli. La grotta "Foràn di Landri" a Nord Ovest di Prestento. In Alto, a. X (1): 8-10 (Udine).

Toffoletti, C. 2018. Rapporto sul ritrovamento dei reperti ossiferi e ceramici presso il Foràn di Landri, agosto 2018 (relazione inedita depositata presso la Sopr. ABAP

del Friuli Venezia Giulia, Museo Archeologico Nazionale di Cividale del Friuli, Udine).

Tunis, G. & S. Venturini. 1997. La geologia delle Valli del Natisone. In *Il fenomeno carsico delle Valli del Natisone (Prealpi Giulie - Friuli)*, cur. G. Muscio, 35-48. Udine: Circolo Speleologico e Idrologico Friulano, Mem. Ist. It. Spel., s. II, vol. 9.

Visentini, P., & P. Maddaleni. 2008. La preistoria recente delle grotte delle Prealpi Giulie. In *Il fenomeno carsico delle Prealpi Giulie Settentrionali*, cur. G. Muscio, 91-95. Mem. Ist. It. Spel., s. II, 20. Udine: Circolo Speleologico e Idrologico Friulano, Provincia di Udine.

Yellen, J.E. 1977. *Archaeological approaches to the present. Models for reconstructing the past*. New York: Academic press.

Zenarolla, L. 2007. Il culto di Ercole del territorio di Forum Iulii: caratteri e diffusione lungo le vie della transumanza. In *Le Valli del Natisone e dell'Isonzo tra Centroeuropa e Adriatico*, Atti del Convegno Internazionale di Studi (S. Pietro al Natisone, Udine, 15-16 settembre 2006), cur. M. Chiabà, P. Maggi & C. Magrini, 217-46. Studi e Ricerche sulla Gallia Cisalpina, 20. Roma: Quasar ed.

Zenarolla, L. 2008. *Il culto di Hercules nell'Italia Nord-Orientale*. Portogruaro (VE): Fondazione A. Colluto.

Indirizzo dell'Autore - Author's address:
- Sara Roma
c/o Museo Friulano di Storia Naturale
via Sabbadini 22-32, I-33100 UDINE
e-mail: sara.roma11@hotmail.it